This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

+ *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.

+ *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.

+ *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.

+ *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter `http://books.google.com` durchsuchen.

NEDL TRANSFER
HN 4SIT X

KF 25193

BOUGHT WITH
THE INCOME FROM
THE BEQUEST OF
NATHANIEL I. BOWDITCH,
OF BOSTON,
(Class of 1822,)

23 April, 1890.

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

3 813

LEHRBUCH

DER

METEOROLOGIE

FÜR STUDIERENDE UND ZUM GEBRAUCHE
IN DER PRAXIS

VON

Wilhelm Jacob
DR. W. J. VAN BEBBER,
ABTEILUNGSVORSTAND DER DEUTSCHEN SEEWARTE.

MIT 120 HOLZSCHNITTEN UND 5 TAFELN.

C.
STUTTGART.
VERLAG VON FERDINAND ENKE.
1890.

Digitized by Google

~~Met. 427~~
~~PhG 14068.90.3~~
~~KF 24509~~
KF 25193
HARVARD COLLEGE
APR 23 1890
LIBRARY.
Bowditch fund.

Druck von Gebrüder Kröner in Stuttgart.

Digitized by Google

Vorwort.

Schon bei Abfassung meines Handbuches der ausübenden Witterungskunde habe ich mich mit dem Gedanken beschäftigt, diesem Werke, welches hauptsächlich für die Benutzung beim Witterungsdienste bestimmt ist, noch ein Lehrbuch der Meteorologie folgen zu lassen, in welchem unsere meteorologischen Kenntnisse nach dem neuesten Standpunkte der Wissenschaft übersichtlich zusammengestellt werden sollten. Insbesondere stellte ich es mir zur Aufgabe, zwischen den vortrefflichen Lehrbüchern von Sprung, welcher die Meteorologie mit Ausschluss der Klimatologie von überwiegend theoretischem Standpunkte behandelt, und von Mohn, dessen vorzügliche Darstellungen durchweg populär gehalten sind, einen Mittelweg einzuschlagen, indem ich einerseits von der Entwickelung mathematischer Formeln und mathematischer Betrachtungen im allgemeinen absah und andererseits bestrebt war, die Resultate der neuesten Forschungen auf dem Gebiete der theoretischen Meteorologie ihrem Hauptinhalte nach anzugeben und Wege anzudeuten, welche zur Lösung einer Reihe wissenschaftlicher Fragen führen könnten.

Obgleich für klimatische Studien zwei ausgezeichnete Werke in neuester Zeit erschienen sind, ich meine die Klimatologieen von Hann und Woeikof, so erschien es mir doch nicht überflüssig, den klimatologischen Verhältnissen eine besondere Aufmerksamkeit zuzuwenden, da die Klimatologie einen wesentlichen Teil

Digitized by Google

der Meteorologie ausmacht und zum Verständnisse der engeren Meteorologie durchaus notwendig erscheint. Dass hierbei vorzugsweise die Verhältnisse unserer Gegenden in betracht gezogen wurden, hat darin seinen Grund, dass dieselben für uns von grösserem Interesse und grösserer praktischer Wichtigkeit sind und dass das meteorologische Material für unsere Gegenden im allgemeinen reichlicher und mehr durchgearbeitet zur Verfügung steht.

In erster Linie ist dieses Buch für Studierende geschrieben, aber auch dem Lehrer der Naturwissenschaften und der Erdkunde sollte es als Leitfaden beim Unterrichte dienen und dem Fachmanne ein Nachschlagewerk sein für die Hauptergebnisse der neueren meteorologischen Forschungen. Auf die praktische Verwertung der Meteorologie ist in diesem Buche vielfach Rücksicht genommen und insbesondere ist dahin gestrebt worden, ein richtiges Verständnis der täglichen Wetterkarten anzubahnen und Nutzen für das tägliche Leben daraus zu ziehen.

Das gegenwärtige Lehrbuch unterscheidet sich von den übrigen neueren Lehrbüchern durch die Beigabe von zahlreichen tabellarischen Uebersichten, welche überall im Texte verteilt sind. Abgesehen davon, dass Zahlenwerte ein Naturgesetz viel exakter wiedergeben können, als es Worte vermögen, hat dieses Vorgehen auch noch den Vorteil, dass der Studierende sich gewöhnt, Zahlentabellen leicht zu übersehen und aus denselben das Gesetzmässige herauszulesen, sowie das Unsichere auch dem Grade nach zu beurteilen. Eine stetige Uebung im Lesen der Zahlentabellen und im Beurteilen der darin enthaltenen Gesetzmässigkeiten ist für Studierende von grosser Wichtigkeit und ist ganz besonders geeignet, vor voreiligen Behauptungen zu schützen, welche namentlich in der meteorologischen Wissenschaft auch gegenwärtig nur zu oft sich breit machen.

Eine besondere Aufmerksamkeit wurde darauf verwandt, willkürliche Hypothesen und leere Vermutungen, die so leicht auf bedauernswerte Abwege führen können, ganz von der Besprechung auszuscheiden und so wurden denn alle vermeintlichen kosmischen Einflüsse, welche übrigens in meinem Handbuche der ausübenden Witterungskunde eine eingehende Behandlung erfahren haben, in

Digitized by Google

diesem Lehrbuche weggelassen und ausserdem sichere Thatsachen von wahrscheinlichen möglichst strenge geschieden. In keiner Wissenschaft haben Spekulationen, welche nicht auf dem sicheren Boden der Erfahrung gemacht wurden, mehr geschadet, als gerade in der Meteorologie. Mögen immerhin über noch manche Punkte in der Meteorologie Meinungsverschiedenheiten obwalten, wie es bei dem so ausserordentlich verwickelten Mechanismus der atmosphärischen Erscheinungen und ihrer Umgestaltungen wohl nicht auffallend ist, so gibt es gegenwärtig doch eine sehr erhebliche Summe sicher festgestellter Thatsachen, welche aus dem massenhaften Beobachtungsmaterial sowie aus den Lehren der Mechanik und der Physik abgeleitet wurden und welche überall vor subjektiven Ansichten und willkürlichen Hypothesen durchaus in den Vordergrund treten sollten.

Die Wechselwirkung der meteorologischen Elemente oder das Wetter habe ich in meinem Handbuche der ausübenden Witterungskunde sehr ausführlich besprochen, insbesondere in bezug auf das Verhalten der barometrischen Maxima und Minima, auf Wettertypen und auf die Aufstellung von Wetterprognosen; auch in dem gegenwärtigen Lehrbuche der Meteorologie durfte eine solche Besprechung nicht fehlen, indessen habe ich dieselbe hier erheblich abgekürzt und ausserdem die neuesten Forschungen auf diesem Gebiete, namentlich aber in bezug auf „typische Witterungserscheinungen", bei der Abfassung dieses Buches benutzt. Hierbei wurden die von der Verlagshandlung in vortrefflicher Weise ausgeführten Figuren zum Teile verwertet, während der Text mehr oder weniger vollständig umgeändert wurde.

Um auch den Studierenden Anregung zur selbständigen Bearbeitung wissenschaftlicher Fragen zu geben, sind hin und wieder Unklarheiten und Lücken in unserem Wissen angedeutet, welche noch einer gründlichen Bearbeitung und einer Richtigstellung harren, und zu diesem Zwecke wurde auf Angaben der Quellenwerke, welche namentlich der neueren Zeit angehören, eine besondere Aufmerksamkeit verwendet, wenn auch auf Vollständigkeit kein Anspruch gemacht werden kann.

Digitized by Google

Alle in diesem Lehrbuche vorkommenden Masseinheiten beziehen sich, wenn nichts anderes ausdrücklich bemerkt worden ist, auf Celsiusgrade und auf das metrische Masssystem.

Schliesslich ermangele ich nicht, dem Herrn Verleger für das stets sehr freundliche Entgegenkommen in jeder Beziehung und für die schöne Ausstattung dieses Werkes, wie sie dem Enke'schen Verlage eigentümlich ist, meinen wärmsten Dank auszusprechen.

Hamburg im August 1889.

Dr. W. J. van Bebber.

Digitized by Google

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort V

Einleitung 1

Entwickelung der Meteorologie 1
Aufgabe der Meteorologie 2
Meteorologische Elemente 3

I. Die Erdatmosphäre 6

Zusammensetzung 6
Beimengungen 9
Physikalische Eigenschaften 10
Höhe der Atmosphäre 11

II. Die Temperatur 12

Das Thermometer, Einrichtung, verschiedene Arten desselben . . 12
Registrierendes Thermometer 15
Strahlende Wärme 16
Aktinometer 17
Intensität der Bestrahlung 18
Einfluss der Erdatmosphäre 20
Wirkung der Sonnenwärme auf Wasser und Land 22
Die Lufttemperatur 23
Messung derselben 23
Tägliche Periode 25
Stundenkombinationen für Terminbeobachtungen 31
Jährliche Periode 36
Nicht periodische Aenderungen 39
Aenderungen von einem Tage zum anderen 40
Schwankungen 44
Säkuläre Aenderungen 49
Abnahme mit der Höhe 50
Verteilung an der Erdoberfläche 57
Meerestemperatur 63
Meeresströmungen und Meerestemperatur 64
Temperaturtabellen 70

Digitized by Google

Seite

III. Der Luftdruck 78

Das Barometer, verschiedene Arten 78
Registrierbarometer 82
Reduktionen der Barometerstände 84
Höhenformel 86
Tägliche Periode des Luftdruckes 88
Jährliche Periode 92
Zeitliche und räumliche Verteilung des Luftdruckes über die Erde 93

IV. Der Wasserdampf in der Atmosphäre 103

Verdunstung, absolute und relative Feuchtigkeit der Luft . . . 103
Bestimmung des Feuchtigkeitsgehaltes der Luft, Psychrometer . . 109
Sättigungsdefizit, tägliche und jährliche Periode der Luftfeuchtigkeit 112

V. Die Bewegung der Luft 119

Messinstrumente für die Richtung und Stärke des Windes . . . 120
Anemometer 121
Windstärkemesser 123
Beaufort's Skala 124
Luftdruck und Wind 125
Buys-Ballot's Gesetz, theoretische Begründung 126
Tägliche Periode der Windstärke 133
" " der Windrichtung 138
Land- und Seewinde 140
Tag- und Nachtwinde 141
Jährliche Periode der Stärke und Richtung des Windes 143
Die Winde in den oberen Luftschichten 152
Verhalten derselben zum Buys-Ballot'schen Gesetze 156
Vertikale Luftströmungen 159
Fallwinde 163
Lokale Winde 167

VI. Die Niederschläge 168

Tau und Reif 170
Taupunkt und Nachtfrost 172
Nebel 174
Tägliche und jährliche Periode der Nebelhäufigkeit 175
Wolken 177
Klassifikation 178
Aenderung mit der Höhe 181
Bewölkungsgrösse 182
Tägliche Periode der Bewölkung 184
Jährliche Periode 186
Sonnenscheinmessungen 189
Regen und Schnee 190
Regenmesser 190
Registrierender Regenmesser 193
Tägliche und jährliche Periode der Niederschläge 196
Einfluss der Gebirge auf die Niederschläge 198
Schneegrenze 202
Gletscher 203
Aequatorialgrenze des Schneefalls 205
Verteilung der Niederschläge über die Erde 206
Tropische und subtropische Regen 211
Niederschläge zu allen Jahreszeiten 217
Veränderlichkeit der Niederschläge 225

Digitized by Google

Seite
Gleichzeitige räumliche Verteilung der Niederschläge 229
Hagel und Graupeln 234

VII. Elektrische Erscheinungen 237

Luftelektrizität, Elektrometer 237
Tägliche und jährliche Periode der Luftelektrizität 237
Gewitter 240
Gewitterbeobachtungen, Sitz und Höhe der Gewitter, Gewitterwolken 241
Der Blitz 241
Das St. Elmsfeuer 242
Der Donner 244
Blitzschläge 245
Blitzableiter 247
Entstehung der Gewitter und begleitende Erscheinungen 248
Ausbreitung und Form der Gewitter 251
Fortpflanzung der Gewitter 256
Tägliche und jährliche Periode der Gewitter 257

VIII. Optische Erscheinungen in der Atmosphäre 263

Der Regenbogen 263
Höfe und Ringe um Sonne und Mond, Nebensonnen und Nebenmonde etc. 263
Andere optische Erscheinungen, Luftspiegelungen 265
Dämmerungserscheinungen 266
Polarlicht 270

IX. Wechselwirkung der meteorologischen Elemente 273

Das Wetter 273
Windrosen 273
Barometrische Maxima, ihre Bedeutung und ihr Verhalten . . . 276
Barometrische Minima (Cyklonen) 284
Gestalt und Ausdehnung 287
Luftbewegung in Cyklonen 291
Verteilung der meteorologischen Elemente in den Cyklonen und Anticyklonen 292
Aenderung des Wetters beim Vorübergang einer Cyklone 298
Geographische Verteilung, Tiefe und Veränderlichkeit der barometrischen Minima 302
Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Minima 306
Zugstrassen der Minima 308
Beziehungen der Luftdruck- und Temperaturverteilung zur Fortpflanzung der Minima 311
Typische Witterungserscheinungen 317
Untersuchungen von Hoffmeyer 317
„ „ Teisserenc de Bort 319
„ „ van Bebber (Wettertypen) 324

X. Stürme 343

Stürme in den Tropen 344
„ auf dem Atlantischen Ozean 345
„ in der Bai von Bengalen 352
„ in der Chinasee 353
„ im Golfstrome und mexikanischen Golf 354
„ am Kap der guten Hoffnung 355
Böen 355

Digitized by Google

Seite
Wind-, Staub- und Wasserhosen, Wettersäulen 356
Tornados 357

XI. Praktische Meteorologie (Wettertelegraphie) 359

Wettertelegraphische Systeme 361
Bearbeitung des wettertelegraphischen Materials 365
Einrichtung und Verwertung des wettertelegraphischen Materials . 366
Sturmwarnungswesen 372
Wetterprognosen 375

XII. Namen- und Sachverzeichnis 385

Beilagen:

I. Isothermen für Januar und Juli.
II. Meerestemperaturen für Februar und August.
III. Isobaren für Januar.
IV. Isobaren für Juli.
V. Wolkentafel.

Digitized by Google

Einleitung.

Das Wort „Meteorologie“ hatte ursprünglich nicht die Bedeutung, welche es jetzt hat, sondern eine viel weitere. Die Meteorologie des Aristoteles umfasste in 4 Büchern: 1. Die Lehre von den Elementen, die Betrachtung des Himmels, speziell der Milchstrasse und Kometen, die Natur der Gestirne, des Weltäthers, der Luft und der von ihr herrührenden Niederschläge und der Winde und fliessenden Gewässer der Erde. 2. Die Beziehungen zwischen Luft und Meer, die Winde, die Erdbeben und die damit in Zusammenhang gedachten Gewittererscheinungen. 3. Die meteorologische Optik nebst den Orkanen und Wirbelstürmen und endlich 4. die Grundeigenschaften, die allen materiellen Körpern gemeinsam sind. Diese Art Meteorologie des Aristoteles war bis zur neueren Zeit im allgemeinen grundlegend und wurde noch vermehrt durch eine zahllose Menge meist astrologisch-meteorologischer Wetterregeln. Erst in neuester Zeit, nachdem sich die Meteorologie frei gemacht hatte von Vorurteilen und rein fruchtlosen Bestrebungen, und sich auf den sicheren Boden der Erfahrung und der gesunden, nüchternen Anschauung begeben, als sie sich Instrumente geschaffen hatte zur genaueren Feststellung der einzelnen meteorologischen Erscheinungen und nachdem die Hilfsmittel der Statistik und Analysis sich verfeinert hatten, konnte die Meteorologie eine feste wissenschaftliche Grundlage gewinnen, auf welcher mit Erfolg weiter gearbeitet werden konnte.

Bis in die neueste Zeit bediente man sich bei den meteorologischen Forschungen fast ausschliesslich der Mittelwerte, indem man das rasch anwachsende und nicht mehr übersehbare Zahlenmaterial der einzelnen Beobachtungsstationen nach Gruppen vereinigte und diese der Zeiteinteilung anschloss. So erhielt man Tages-, Monats- und Jahresmittel für die einzelnen meteorologischen Elemente, aus welchen nicht unwichtige Folgerungen gezogen werden konnten, wie sich die tägliche und jährliche Periode der einzelnen meteorologischen Erscheinungen im Durchschnitt an einem bestimmten Orte gestalteten. Ein weiterer Fortschritt war die Untersuchung dieser Mittelwerte in Rücksicht auf ihre geographische Verteilung, als man anfing, dieselben kartographisch darzustellen, wie es zuerst von Alexander von Humboldt und nachher von Dove für die Wärmeverteilung

Digitized by Google

auf der Erdoberfläche geschah. Diese Methode lehrt uns zwar den klimatischen Charakter eines Ortes oder eines grösseren Gebietes kennen und durch die Anwendung derselben ist, namentlich durch Dove, ausserordentlich viel geleistet worden, aber über den scheinbar regellosen, ja launenhaften Gang der Witterung, die Mannigfaltigkeit im Witterungswechsel, die diesen bedingende Wechselwirkung der einzelnen Faktoren, den Zusammenhang der einzelnen Witterungserscheinungen mit den allgemeinen atmosphärischen Vorgängen, über alles dieses gibt uns die Methode der Mittelwerte keinen befriedigenden Aufschluss. Nach der neueren synoptischen Methode werden die einzelnen Phasen in den Witterungserscheinungen, die auf grösserem Gebiete gleichzeitig stattfinden, unmittelbar erfasst, fixiert und verglichen, und so wird den getrennten Erscheinungen der Charakter des kontinuierlich Fortschreitenden verliehen. Durch die Einführung dieser neueren Methode wurden schon in ganz kurzer Zeit eine Reihe sehr wichtiger Gesetze aufgefunden, von denen ich das barische Windgesetz vor allem hervorhebe, dessen weitere allmähliche Ausbildung in den letzten 30 Jahren einen vollständigen Umschwung in der meteorologischen Wissenschaft und in ihrer Stellung zu der ganzen zivilisierten Welt hervorrief.

Beide eben besprochenen Methoden scheinen auf den ersten Blick schroff einander gegenüber zu stehen, und namentlich zwingt die Anwendung der neueren Methode, manche durch Auctorität sanktionierte Ansicht fallen zu lassen; aber bei reiflicher Ueberlegung erscheint es nicht allein möglich, sondern auch zur Förderung der Wissenschaft notwendig, die beide Methoden trennende Kluft zu überbrücken und beide vereint bei unseren Forschungen anzuwenden.

Ein weiterer sehr wesentlicher Fortschritt war die Anwendung der Lehrsätze der Mechanik, insbesondere der mechanischen Wärmetheorie, auf meteorologische Untersuchungen, wodurch einige Zweige der Meteorologie, beispielsweise die Lehre von der Bildung der Niederschläge, eine ganz andere Gestaltung erhielten und für eine Reihe bisher ganz dunkler Erscheinungen, von welchen wir diejenige des Föhns ganz besonders hervorheben, eine vollständig befriedigende Erklärung geschaffen wurde.

Die Meteorologie hat in ihrer jetzigen Bedeutung die Aufgabe, das wissenschaftliche Studium der atmosphärischen Erscheinungen, die wir mit dem Gesamtworte „Wetter“ bezeichnen, zu pflegen. Ihr Objekt bildet die Kenntnis der physikalischen Eigenschaften der Atmosphäre und der in dieser sich vollziehenden Vorgänge. Ein Teil dieser Aufgabe, welcher dem als Klimatologie bezeichneten Zweige unserer Wissenschaft zufällt, ist die Festlegung der verschiedenen Klimate und die Erforschung der Gründe und Umstände, welche die Verschiedenheit derselben bedingen. Bei der innigen Beziehung der atmosphärischen Vorgänge zu unserem geistigen und materiellen Wohlergehen erscheint es naturgemäss und überaus wichtig und lohnend, die Kenntnisse, welche wir über die Beschaffenheit und die Veränderungen des Wetters uns nach und nach erwerben, auch für die Praxis möglichst zu verwerten. Dieser Zweig der Meteorologie kann passend

Digitized by Google

mit dem Ausdrucke „Ausübende Witterungskunde“ bezeichnet werden; sein letztes Ziel ist die sichere Vorausbestimmung des Wetters.

Alle irdischen Witterungserscheinungen vollziehen sich der Hauptsache nach in der irdischen Lufthülle, in unserer Atmosphäre, und daher wird es jedenfalls notwendig sein, zunächst die Atmosphäre an und für sich, ihre Eigenschaften und ihre Bestandteile näher zu betrachten.

Der jeweilige Zustand unserer Atmosphäre wird durch eine Reihe von Faktoren bestimmt, welche wir als meteorologische Elemente bezeichnen. Das wichtigste von diesen Elementen, welches auf alle andere einen entscheidenden Einfluss ausübt und welches die meisten Aenderungen in unseren Witterungsverhältnissen hervorbringt, ist die Wärme. Durch die zweifache Bewegung der Erde um ihre Axe und um die Sonne wird ein beständiger Wechsel der Sonnenstrahlung an unserer Erdoberfläche verursacht, welcher sowohl an der Erdoberfläche als auch in der Atmosphäre eine ausserordentlich grosse Mannigfaltigkeit in den Erscheinungen hervorruft, die auf dem ganzen Erdball mehr oder weniger periodisch auftreten, so dass die Wärmeerscheinungen bei allen atmosphärischen Vorgängen bei weitem die erste Rolle spielen. Eine eingehende Betrachtung der Temperaturverhältnisse der Erde erscheint deshalb notwendig und zwar sowohl in Bezug auf die direkt von der Sonne ausgehende strahlende Wärme, als auch in Bezug auf die Luftwärme. Die letztere hat für die Luftbewegungen und deren Folgeerscheinungen die grösste Wichtigkeit.

Hauptsächlich infolge der ungleichmässigen Erwärmung unserer Erdoberfläche ist die Masse der auf derselben lastenden Luft niemals im Gleichgewichte, sondern in beständiger Bewegung begriffen, und so ist das Gewicht der Luft, also auch der Luftdruck, an verschiedenen Orten und in verschiedenen Zeiten nicht immer dasselbe, sondern in stetiger Zunahme oder Abnahme begriffen. Die Verteilung des Luftdruckes über der Erdoberfläche, welche insbesondere durch die Wärmeverhältnisse bedingt ist, ist Ursache der Luftbewegungen und deren Folgeerscheinungen, und wir werden daher die Besprechung des Luftdruckes und der Winde jener der Temperatur anschliessen.

Ein sehr wichtiges Element ist die Feuchtigkeit der Luft in gasförmiger oder kondensierter Form. Durch die Kondensation des Wasserdampfes wird Wärme frei, durch die Verdunstung gebunden, und durch die stetigen Umwandlungen von Wärme in Arbeit und umgekehrt werden in der Atmosphäre mannigfache Bewegungen und Erscheinungen hervorgerufen, welche bei den Witterungsvorgängen von grosser Bedeutung sind. Die Feuchtigkeitsverhältnisse eines Ortes oder eines grösseren Gebietes sind gegeben durch die Verdunstung, absolute und relative Feuchtigkeit, und durch die verschiedenen Formen des Niederschlags, Tau, Nebel, Reif, Wolken, Regen und Schnee.

Andere meteorologische Elemente, welche in einem Lehrbuche der Meteorologie in Betracht gezogen werden müssen, sind elektrische und optische Erscheinungen, von denen die ersteren die wichtigeren sind.

Digitized by Google

Die mittleren Zustände eines Ortes oder dessen Klima werden durch das durchschnittliche Verhalten der eben angegebenen meteorologischen Elemente bestimmt, diese gehören also in das Gebiet der Klimalehre, welche einen Teil der Meteorologie ausmacht. Zur Aufführung ihres Lehrgebäudes bedarf die Meteorologie der Klimatologie, und daher werden wir in diesem Buche einen grossen Teil des Raumes klimatischen Besprechungen widmen müssen. Aufgabe der engeren Meteorologie ist es, das Ganze der atmosphärischen Vorgänge in die einzelnen Teilerscheinungen zu zerlegen, diese auf bekannte physikalische Gesetze zurückzuführen und den ursächlichen Zusammenhang der atmosphärischen Erscheinungen zu erforschen. Einen Hauptgegenstand der Meteorologie bildet die Untersuchung der in einer ganz bestimmten Zeit eintretenden atmosphärischen Einzelvorgänge und ihrer Aufeinanderfolgen, mögen diese regelmässig oder unregelmässig stattfinden, oder die Untersuchung der Einzel-Witterungs-Erscheinungen.

Diese letztgenannte Aufgabe der Meteorologie, die Untersuchung der Einzelerscheinungen, ist bei weitem die schwierigste: denn hier handelt es sich darum, die Wechselwirkung der einzelnen meteorologischen Elemente, die das Wetter zusammensetzen, klar zu erkennen, und aus dieser Erkenntnis Gesetze abzuleiten, nach welchen das Zustandekommen der verschiedenen Witterungserscheinungen und ihrer auf einander folgenden Umwandlungen geregelt wird. Die vollständige Lösung dieser Aufgabe ist so ausserordentlich schwierig, dass sie noch in unabsehbarer Ferne liegt. Denn durch die doppelte Bewegung unserer Erde, durch die Umwandlung der Wärme in Arbeit und umgekehrt von Arbeit in Wärme (Latentwerden und Freiwerden der Wärme), durch den beständigen Transport verschieden temperierter Luft- und Wassermassen aus der einen Gegend in die andere und durch die ungleiche Verteilung und das ungleiche Verhalten von Land und Wasser werden die Witterungserscheinungen so kompliziert, dass es ausserordentlich schwer ist, die Wechselwirkung der einzelnen dabei thätigen meteorologischen Elemente ihrem Werte nach festzulegen.

Der letztgenannte Teil der Meteorologie hat sich hauptsächlich mit den barometrischen Maxima und Minima und den sie begleitenden Witterungserscheinungen zu beschäftigen, und hieran lehnt sich dann naturgemäss ein anderer Zweig der meteorologischen Wissenschaft, welcher vor dem Jahre 1875 in Deutschland fast völlig unbekannt war und der gegenwärtig in kräftigem Aufblühen begriffen ist, ich meine die ausübende Witterungskunde, deren Hauptaufgabe, wie bereits oben bemerkt, darin besteht, aus den meteorologischen Forschungen Nutzen für die Praxis zu ziehen. Die Grundlehren der ausübenden Witterungskunde habe ich ausführlich in meinem Handbuche der ausübenden Witterungskunde [1]) dargelegt,

[1]) V. an Bebber: Handbuch der ausübenden Witterungskunde. I. Teil: Geschichte der Wetterprognose; II. Teil: Gegenwärtiger Zustand der Wetterprognose. Stuttgart, Enke.

Digitized by Google

worauf zu verweisen ich hier nicht unterlassen will. Ich werde diesen Teil am Schlusse dieses Buches thunlichst kurz behandeln.

Aus dem vorstehend Gesagten ist die Anlage dieses Lehrbuches im allgemeinen ersichtlich; die speziellere Anordnung des Stoffes ist aus dem Inhaltsverzeichnisse zu ersehen.

Die Besprechung etwaiger kosmischer Einflüsse auf unsere Witterungserscheinungen ist aus diesem Buche vollständig ausgeschlossen, da es durch neuere Forschungen zur Genüge festgestellt worden ist, **dass weder der Mond, noch die Planeten noch die Fixsterne (ausser unserer Sonne) einen merklichen Einfluss auf unser Wetter haben.**

Digitized by Google

I. Die Erdatmosphäre.

Die Atmosphäre, welche unsere Erde als gasförmige Hülle umgibt, besteht aus einem Gasgemenge hauptsächlich von Stickstoff und Sauerstoff, wozu verhältnismässig geringe veränderliche Mengen von Kohlensäure, Wasserdampf und örtlichen Beimengungen kommen. Die Zusammensetzung der trocknen, reinen Luft ist in den verschiedenen Gegenden unserer Erde überall nahezu 21,00 Volumteile Sauerstoff, 78,96 Stickstoff und 0,04 Kohlensäure. Indessen zeigen sich in der Zusammensetzung geringe, aber nicht unwichtige Schwankungen. Durch Wägung und mittels eines Aräometers untersuchte Jolly [1]) die Zusammensetzung der atmosphärischen Luft in der Nähe von München in den Jahren 1875 und 1877, und gelangte zu dem Resultate, dass bei Nordostwinden der Sauerstoffgehalt der Luft am grössten, dagegen am kleinsten bei Südwestwinden (insbesondere beim Föhn) ist, so dass sich eine Veränderlichkeit von 0,5 % ergab. Jolly glaubte gefunden zu haben, dass in den Tropen und Subtropen trotz grösserer Vegetation die Oxydation überwiegt gegen die Reduktion, und umgekehrt in den Polargegenden. Ein anderer Erklärungsgrund liegt indessen näher, worauf wir unten noch zurückkommen wollen.

Nach einem bekannten Erfahrungssatze ist bei ruhiger Atmosphäre der Gesamtdruck aller in ihr enthaltenen Gase gegen jede in derselben gedachte Fläche gleich der Summe der Partialdrucke, welche die einzelnen Bestandteile des Gemenges ausüben würden, wenn dieselben jeder für sich allein in dem vom Gemenge erfüllten Volumen ausgebreitet wären. Da nun aber die Partialdrucke der dichteren Gase mit der Höhe rascher abnehmen müssen als diejenigen der dünneren, so muss auch die Zusammensetzung der Atmosphäre mit der Höhe sich ändern, so zwar, dass der Sauerstoffgehalt mit der Höhe abnehmen muss. Die Zusammensetzung der Luft in verschiedenen Höhen lässt sich mit Hilfe der barometrischen Höhenformel, die wir noch weiter unten angeben werden, nicht unschwer berechnen. Auf diese Weise berechnete Hann die folgende Tabelle [2]):

---

[1]) Jolly: Die Veränderlichkeit in der Zusammensetzung der atmosphärischen Luft. Aus den Verhandlungen der königl. bayr. Akad. der Wissensch. 13. Bd. 2. Abth.

[2]) Hann: Das Dalton'sche Gesetz und die Zusammensetzung der atmosphärischen Luft in grossen Höhen. In der Zeitschr. der Oesterr. Gesellschaft für Meteor. Jahrg. 1875. S. MM.

Digitized by Google

Höhe: Meter	Partialdruck mm			Volumprozente		Gesamtdruck		
	a. Sauerstoff	b. Stickstoff	c. Kohlensäure	Sauerstoff	Stickstoff	a+b+c	einheitliche Atmosphäre	Differenz
0	159,60	600,10	0,30	21,00	78,96	760,0	760,0	0,0
1000	139,00	531,40	0,25	20,71	79,25	670,7	670,6	— 0,1
10000	40,00	178,00	0,04	18,25	81,63	218,0	217,4	— 0,6
20000	10,00	52,80	0,01	15,92	84,07	62,8	62,2	— 0,6
30000	2,80	15,70	0,00	13,24	86,26	18,2	17,2	— 0,4
40000	0,60	4,60	0,00	11,54	88,46	5,2	5,1	— 0,1
50000	0,16	1,38	0,00	10,39	89,61	1,5	1,4	— 0,1
60000	0,04	0,41	0,00	8,89	91,11	0,4	0,4	— 0,0

Hiernach ist die Abnahme des Sauerstoffgehaltes mit der Höhe im Verhältnis zu derjenigen des Stickstoffs nicht unerheblich, indessen wird die Zusammensetzung unserer Atmosphäre in den uns erreichbaren Höhen durch die Winde derartig verwischt und gleichartig erhalten, dass die Luftanalysen in den verschiedenen Höhen wenig deutlich ausgesprochene Resultate ergeben.

In der eben erörterten Thatsache dürften auch die Jolly'schen Ergebnisse ihre Erklärung finden. Für München sind nordöstliche Winde, die meistens dem barometrischen Maximum angehören, durchschnittlich viel schwächer, als südwestliche Luftströmungen, die meistens unter dem Einflusse einer Depression in nördlichen Gegenden stehen. Durch die lebhaften südwestlichen Winde wird die Luft in grosser horizontaler und vertikaler Ausdehnung durcheinander gemischt, wodurch eine mehr gleichmässige Verteilung des Sauerstoffs und Stickstoffs herbeigeführt, also eine Abnahme des ersteren in den unteren Schichten herbeigeführt wird. Bei Eintritt ruhigerer Witterung stellt sich das Gleichgewicht wieder her, es findet ein absteigender sauerstoffreicherer Strom statt und der Sauerstoffgehalt der unteren Luftschichten nimmt zu [1]).

Weit veränderlicher als der Gehalt an Sauerstoff und Stickstoff in der atmosphärischen Luft ist derjenige der Kohlensäure. Quellen der Kohlensäure in der Atmosphäre sind nach Ebermayer [2]) 1. Atmungs-, Verbrennungs- und Verwesungsprozesse, kohlensaure Exhalationen und kohlensaure Quellen, 2. die Grundluft. Die gesamte Atmosphäre enthält über 2353 Billionen kg Kohlensäure oder 642 Billionen kg Kohlenstoff, während der gesamte Kohlensäurebedarf der Pflanzen auf ca. 90 kg Kohlensäure pro Jahr geschätzt wird.

Die neueren, genaueren Bestimmungen der Kohlensäure in der Atmosphäre haben ergeben, dass der Kohlensäuregehalt der Stadt-, Land-, Wasser- und Gebirgsluft im Mittel keine Verschiedenheit

[1]) Vergl. Vogler: Die Schwankungen des Sauerstoffgehaltes in der Atmosphäre. In der Zeitschr. der Oesterr. Gesellschaft f. Meteor. Jahrg. 1882. S. 175. Abweichend ist die Ansicht von Morley (im Amerik. Journ. of Science 1881), wonach durch die abwärts gerichtete Strömung die sauerstoffarme Luft dem Boden nahe kommt.

[2]) Ebermayer: Die Beschaffenheit der Waldluft und die Bedeutung der atmosphärischen Kohlensäure für die Waldvegetation. Stuttgart, Enke 1885.

Digitized by Google

zeigt, sondern dass derselbe abhängt von Witterungs- und lokalen Verhältnissen. Für unsere Gegenden betragen nach neueren zahlreichen Kohlensäurebestimmungen die Volumprozente 0,03. Nach Levy [1]) ergeben sich aus den Beobachtungen zu Montsouris zwischen 1876/81 folgende Monatsmittel (Anzahl der Liter in 100 kbm Luft):

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
30,6	30,5	29,9	29,7	30,3	30,9	30,4	29,9	29,9	29,9	30,0	30,0	30,2

In diesen Monatsmitteln sind die Schwankungen verhältnismässig sehr gering und lässt sich die Wirkung äusserer Faktoren nicht erkennen; allein die Vergleichung der Monatsmittel einzelner Jahre zeigt nicht unerhebliche Differenzen, wie es auch bei an anderen Orten angestellten Beobachtungen vielfach der Fall ist. Die neuesten Kohlensäurebestimmungen der Londoner Landluft ergaben für reine Landluft 0,03%; der kleinste Wert war in London 0,030%; die an Nebeltagen gemachten Bestimmungen ergaben als Mittel 0,072% mit einem Maximum von 0,141% (Dezember 1882 bei lange andauerndem Nebel [2]). Für Bayern erhielt Ebermayer folgende Resultate: Waldluft 0,0395, bayrische Hochebene 0,0320, bayrisches Gebirge 0,0316%.

Die Angaben über die vertikale Verteilung der Kohlensäure stimmen wenig miteinander überein. Die Brüder Schlagintweit glaubten in den Alpen und im Himalaja, ebenso Saussure in den Alpen (allerdings nach nicht einwurfsfreier Bestimmungsmethode) eine Zunahme des Kohlensäuregehaltes mit der Höhe gefunden zu haben, Münz und Aubin erhielten auf dem Pic du Midi (2877 m) als Maximum 0,030 und als Minimum 0,027%, nahezu dasselbe Resultat wie in den Niederungen, so dass sie eine gleichmässige vertikale Verteilung der Kohlensäure in der Atmosphäre konstatieren zu können glaubten, während die Bestimmungen auf dem Sonnenblick (August 1887) die Resultate Ebermayer's und ebenso die Messungen bei Ballonfahrten auf eine Abnahme der Kohlensäure mit der Höhe schliessen lassen [3]).

Der Ammoniakgehalt der Luft betrug nach den Untersuchungen Levy's zu Montsouris (mgr Stickstoff als Ammoniak in 100 kbm Luft):

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1,8	2,1	2,5	2,2	2,2	2,3	2,3	2,5	2,3	2,2	2,9	1,9	2,2

1877	1878	1879	1880
3,2	1,8	2,1	1,8

Hieraus geht hervor, dass der Gehalt der Atmosphäre an Ammoniakstickstoff während der wärmeren Jahreszeit grösser ist als

---

[1]) A. Levy: Ueber die Zusammensetzung der atmosphärischen Luft. Vergl. Wolny: Forschungen aus dem Gebiete der Agrikultur-Physik. Bd. 4. 1881. S. 320. Bd. 5. S. 348 Litteraturbericht.

[2]) Vergl. Report of the Meteorological Council for the Year ending 31. March. 1884. S. 21.

[3]) Schlagintweit: Vergl. Poggendorf's Ann. 76 S. 442 u. 87 S. 293; Saussure: Pogg. Ann. 14 S. 390 und 19 S. 391: Münz u. Aubin: Compt. Rend. T. 93, Nr. 20. 1881. S. 797, vergl. auch Met. Zeitschr. 1887. S. 465.

Digitized by Google

während der kälteren und dass derselbe in den einzelnen Jahrgängen grossen Schwankungen unterworfen ist. Ferner zeigte sich, dass der Ammoniakgehalt in der Stadt grösser ist, als auf dem Lande, am grössten in den Kloaken.

Die Bestimmung des Ozongehaltes der Atmosphäre ist noch nicht mit sehr grossen Schwierigkeiten verknüpft, insbesondere gestatten die Messungen mit sogenannten Ozonometern (Fliesspapiere mit jodkaliumhaltigem Kleister getränkt) keinerlei irgendwie genaue Vergleichungen und einwurfsfreie Schlüsse. Die Gewichtsbestimmungen, welche durch Hindurchstreichen der Luft durch arseniksaures Kali zu Montsouris gemacht wurden, ergaben die nachstehenden Werte (mgr pro 100 km Luft):

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1,1	1,5	1,4	1,1	1,2	1,2	1,3	1,2	1,1	1,1	0,9	0,7	1,15

1877	1878	1879	1880
1,9	1,5	0,8	0,6

Dem in den Jahresmitteln abnehmenden Ozongehalte der Luft entspricht eine Zunahme der polaren Winde:

	1877	1878	1879	1880
Aequatoriale Winde	249	204	175	182
Polare „	81	118	132	144

Dass von der Atmosphäre auch Wasserstoff, wenn auch in sehr geringen Quantitäten, aufgenommen wird, unterliegt wohl keinem Zweifel bei den mannigfachen chemischen Prozessen an der Erdoberfläche, wobei Wasserstoff entwickelt wird, und in der That hat Boussingault[1]) einen geringen Gehalt an Wasserstoff in der Luft nachgewiesen (in Paris 0,0002 bis 0,0008 Gewichtsprozente, und zu Lyon 0,001 bis 0,002 Gewichtsprozente). Nach dem oben über die Aenderungen der Zusammensetzung der Atmosphäre mit der Höhe Gesagten muss der Wasserstoffgehalt mit der Höhe rasch zunehmen, schon in einer Höhe von 9 deutschen Meilen muss der Druck der Wasserstoffatmosphäre (bei einer Annahme von 0,003 Gewichtsprozenten an der Erdoberfläche) gleich jenem der Sauerstoff-Stickstoffatmosphäre sein, darüber hinaus muss er immer mehr überwiegen und zuletzt fast nur noch allein vorhanden sein. Hierdurch würde das Verhalten der Feuermeteore eine Erklärung finden. Auch die Annahme, dass der Weltenraum mit Wasserstoffgas in äusserster Verdünnung angefüllt sei, scheint hiernach nahe zu liegen[2]).

Von hervorragender Wichtigkeit für alle meteorologischen Vorgänge ist der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre, welchen wir daher in einem besonderen Kapitel besprechen wollen.

Oertliche Beimengungen oder Verunreinigungen der Luft werden bedingt durch das Vorhandensein von Staub oder Rauch, von denen der erstere in den Steppengebieten der Kontinente in grosser Verbreitung aufzutreten pflegt, der letztere durch Moor- oder

---

[1]) Boussingault: Pogg. Ann. 36. S. 458.
[2]) Vergl. Zeitschr. der Oesterr. Gesellsch. für Met. 1875. S. 26.

Digitized by Google

Grasbrände örtlich hervorgerufen wird. Andere Beimengungen feinerer Natur und für den menschlichen Organismus von hoher Bedeutung sind die organischen Keime, mikroskopische Lebewesen, die zum Teil bei ansteckenden Krankheiten eine hervorragende Rolle zu spielen scheinen. Nach den Untersuchungen von v. Freudenreich ist die Reinheit der Luft auf den Bergen hinsichtlich dieser Mikroben eine sehr grosse, grösser scheint sie in der Seeluft zu sein, da nur 5—6 Bakterien auf 10 kbm Luft enthalten sein sollen [1]). Interessant ist die folgende von Miquel aufgestellte Tabelle über den Gehalt der verschiedenen Atmosphären an Bakterien in einem Kubikmeter Luft:

Atlantischer Ocean	0,6	Neue Teile von Paris . . .	4500
Auf hohen Bergen	1	Abzugskanäle	6000
In Salons der Seeschiffe . .	60	Laboratorium auf Montsouris	7420
Spitze des Panthéons, Paris .	200	Aeltere Teile von Paris . .	36000
Park von Montsouris . . .	490	Im neuen Armenhause . . .	40000
Bern	580	Hospital de la Pitié	79000
Rivolistrasse, Paris	3480		

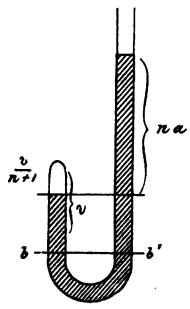
Frankland und Hart fanden auf dem Dache eines Gebäudes in Süd-Kensington im Jahre 1886 als mittlere Zahl der Mikroorganismen in einem Kubikmeter Luft:

Januar	Februar	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober
400	2600	3100	5400	6300	10500	4300	3500

Die Zahl der Mikroorganismen betrug in der Bibliothek der Royal Society an einem Sitzungsabende 9 h 20 m 32600, 10 h 5 m 43200, am folgenden Morgen 10 h 15 m 13000 [2]). Zieht man in Betracht, dass der Mensch täglich 5—10 000 Liter Luft einatmet, so ist klar, dass der Gehalt der Luft an Mikroorganismen auf den Gesundheitszustand doch einen ausserordentlich grossen Einfluss haben kann.

Die atmosphärische Luft hat mit den tropfbar-flüssigen Körpern die leichte Verschiebbarkeit der Teilchen gemein, unterscheidet sich aber von denselben dadurch, dass ihre Teilchen sich wie vollkommen elastische Kugeln verhalten, die ungezwungen umherfluten, und die bei dem Versuche, sie zu vereinigen, mit der Annäherung rasch anwachsende Repulsivkräfte zeigen. Die Luft besitzt weder eine selbständige Form, noch ein selbständiges Volum, sie füllt den ihr gebotenen Raum ganz aus und übt auf die Wände des umschliessenden Gefässes einen Druck aus, welcher mit ihrer Dichtigkeit wächst. Findet sich bei gleichbleibender Temperatur in dem geschlossenen Schenkel (Fig. 1) ein Luftvolum vor, welches durch Quecksilber, das in b und b′ gleich hoch steht, abgesperrt ist, so steht dasselbe unter dem Drucke einer Atmosphäre (a mm Quecksilber); giesst man nun in den offenen Schenkel Quecksilber hinzu, so wird die Luft im verschlossenen Schenkel auf

Fig. 1.



[1]) Vergl. Ciel et Terre 1885, und das Wetter. Jahrg. 2. S. 74.
[2]) Royal Society. London 1887. S. 188.

Digitized by Google

ein kleineres Volumen eingeengt. Ist der Niveauabstand der Quecksilbersäule n a, so ist der Druck auf die Luft im geschlossenen Schenkel $(n + 1)$ a und ihr Volum $\frac{v}{n+1}$. Das Volum der eingeschlossenen Luft ist dem Drucke umgekehrt proportional, oder die Dichtigkeit wächst im geraden Verhältnisse des Druckes (Boylesches oder Mariotte'sches Gesetz:

$$V : v^1 = p^1 : p \text{ oder } d : d^1\ p : p^1.$$

Dieses Gesetz, dessen Richtigkeit auch für Drucke unter einer Atmosphäre nachgewiesen werden kann, gilt innerhalb sehr weiter Grenzen für alle sogenannten permanenten Gase, mehr oder weniger beschränkt für sogenannte coecrible Gase oder Dämpfe.

Die atmosphärische Luft erleidet wie alle Gase durch Erwärmung eine gleichförmige Ausdehnung und zwar dehnt sie sich für jeden Temperaturgrad (bei gleichbleibendem Drucke) um $^1/_{273}$ ihres Volumens bei 0° aus (Charles'sches oder Gay-Lussac'sches oder Regnault'sches Gesetz). Es sei v das Volum eines kg Luft bei dem Barometerstande p und der Temperatur 0° C., α der Ausdehnungskoeffizient der Luft, so wird jedes kg durch Erwärmung um 1° C. (bei gleichbleibendem Drucke) sich ausdehnen um $v(1 + \alpha)$, bei einer Erwärmung auf t° um $v(1 + \alpha t)$. Wird der Luftdruck verändert von p auf p^1, so ändert sich auch das Volum v nach der Proportion $v^1 : v(1 + \alpha t) = p : p^1$.

Für $p = p^1$, d. h. wird eine Gasmasse ohne Aenderung des Druckes erwärmt, so ist $v^1 = v(1 + \alpha t)$, oder das Volumen wächst im Verhältnisse von $1 : 1 + \alpha t$; ist andererseits $v^1 = v'$, oder erwärmt man die Gasmasse bei gleichbleibendem Volum, so ergibt sich $p^1 = p(1 + \alpha t)$, oder der Druck steht im Verhältnisse von $1 : 1 + \alpha t$.

Die sehr beweglichen Atome der Atmosphäre werden durch die Schwerkraft an die Erde gefesselt, so dass sie mit derselben fortschreiten und mit derselben rotieren. Dass die Luft wirklich schwer ist, lässt sich durch direkte Abwägung eines mit Luft gefüllten, dann luftleeren Ballons mit Leichtigkeit zeigen. Wegen der bedeutenden Höhe unserer Atmosphäre ist der Druck an der Erdoberfläche ganz beträchtlich: er wird gewöhnlich nur deswegen nicht wahrgenommen, weil er auf alle Körper nach allen Richtungen hin mit gleicher Stärke wirkt. Die Grösse des Luftdruckes wird gemessen durch das Barometer, welches wir noch unten näher besprechen werden.

Die Höhe der Atmosphäre hat man nach verschiedenen Methoden zu bestimmen gesucht. Zuerst behandelte der Araber Alhazen das Problem, die Höhe jener Wolkenregion zu ermitteln, welche das Sonnenlicht noch zurückwirft. Er fand für diese Entfernung 52 000 Schritte. Andererseits suchte der Schwede Melanderhjelm die Entfernung vom Erdmittelpunkte zu bestimmen, für welche Schwere und Fliehkraft gleich sind, und erhielt für diese Entfernung 4833 geographische Meilen. Nach G. G. Schmidt beträgt die Atmosphärenhöhe (Gleichgewicht der spezifischen Elastizität mit der

Digitized by Google

Schwere) am Aequator 27,5, an den Polen 27,1 geographische Meilen. Nach Ritters Rechnungen an der Hand der mechanischen Wärmetheorie ist die Höhe der Atmosphäre nahezu 35 Myriameter, während Schiaparelli bei seinen Studien über die Sternschnuppen zu dem Ergebnisse kam, dass die Höhe der Atmosphäre 20 Myriameter weit übertreffen müsse.

II. Die Temperatur.

Alle meteorologischen Vorgänge haben in dem Wechsel der Wärme in unserer Atmosphäre ihren letzten Grund und daher erscheint es naturgemäss, die Temperaturverhältnisse in den Vordergrund unserer Betrachtungen zu stellen.

Da die Gesetze der Wärmestrahlung zur Genüge bekannt sind, so lassen sich hieraus weitere Gesetze für die Erwärmung der Erdoberfläche durch die Sonnenstrahlung, sowie für die Ausstrahlung in den Weltenraum unter Berücksichtigung der vom Innern der Erde nach Aussen hin sich verbreitenden Wärme an und für sich hinlänglich genau aufstellen, aber durch das Hinzutreten der Atmosphäre mit ihren unausgesetzten Bewegungen und mannigfachen Bewölkungsverhältnissen werden die Untersuchungen so verwickelt und mit so grossen Schwierigkeiten verknüpft, dass nur in einzelnen Fällen die theoretischen Untersuchungen bestimmte und allgemein gültige Resultate herbeiführten.

Wenn auch für meteorologische Untersuchungen nur die Luftwärme in Betracht kommt, so darf die strahlende Wärme dennoch nicht aus unserer Betrachtung ausgeschlossen werden, weil durch sie die Luftwärme bedingt und modifiziert wird. Wir betrachten also zuerst die Wärmeverteilung auf einer ganz homogenen Erdoberfläche zunächst ohne, dann mit Atmosphäre, dann die Luftwärme in Bezug auf ihre zeitliche und räumliche Verteilung über die Erde sowie in ihrer Abhängigkeit von der Unterlage. Zuvörderst aber wollen wir uns mit dem Instrumente bekannt machen, welches uns in Stand setzt, diese Wärme zu messen, nämlich mit dem Thermometer [1]).

Das gewöhnliche **Thermometer** besteht aus einer Glasröhre mit feinem über die ganze Länge des Rohres hin gleichem Querschnitte, an dessen einem Ende eine Kugel angeblasen ist, während das andere zugeschmolzen ist. Die Kugel und ein Teil der Röhre sind mit Quecksilber oder Weingeist gefüllt, der übrige Theil der Röhre ist luftleer. Bei der Erwärmung dehnt sich das Quecksilber in dem Thermometer aus, nimmt also in der Röhre einen grösseren Raum ein, umgekehrt bei der Abkühlung. Die Grösse dieser Aus-

---

[1]) Bezüglich der Geschichte der Thermometer siehe E. Schmidt: Lehrbuch der Meteorologie S. 64 ff.; Renau: Ann. de la Société météorologique de France 1876. S. 19; R. Scott: Quaterly Journ. of the met. Soc. 1886.

Digitized by Google

dehnung oder Zusammenziehung ist proportional der zugeführten oder entzogenen Wärme und wird gemessen durch eine Skala, welche hauptsächlich nach drei verschiedenen Methoden eingeteilt wird. Der Schwede Celsius nahm als feste unveränderliche Punkte die Temperatur des schmelzenden Eises (Nullpunkt) und diejenige der Dämpfe des siedenden Wassers bei einem Luftdrucke von 760 mm an (Siedepunkt), teilte diesen Fundamentalabstand in 100 gleiche Teile (Centigrade) und führte diese Teilung über die Fundamentalpunkte hinaus nach beiden Richtungen hin fort. Die unter dem Gefrierpunkte des Wassers liegenden Grade erhalten gewöhnlich das Vorzeichen —, die darüber liegenden das Zeichen +. Dies Thermometer wird auf dem alten Kontinente zu wissenschaftlichen Zwecken fast allgemein gebraucht. Für gewöhnliche Zwecke kommt in Deutschland das Thermometer nach Réaumur meistens zur Verwendung, welcher die eben besprochenen Fundamentalpunkte in 80 Teile graduierte. An allen britischen und amerikanischen Stationen ist das Thermometer nach Fahrenheit eingeführt, auf welchem der Siedepunkt mit 212 und der Gefrierpunkt mit 32 bezeichnet ist.

Hiernach sind 100 ° C. = 80 R.; also um °C. in °R. zu verwandeln, wird man erstere mit 0,8 multiplizieren, umgekehrt wird man zur Verwandlung der Réaumur'schen Grade in Celsius'sche durch 0,8 dividieren. Z. B.:

$$13\,^{\circ}\text{C.} = 13 \times 0{,}8\,^{\circ}\text{R.} = 10{,}4\,^{\circ}\text{R.}$$
$$15{,}2\,^{\circ}\text{C.} = 15{,}2 \times 0{,}8\,^{\circ}\text{R.} = 12{,}2\,^{\circ}\text{R.}$$
$$13\,^{\circ}\text{R.} = 13 : 0{,}8\,^{\circ}\text{C.} = 16{,}2\,^{\circ}\text{C.}$$
$$15{,}2\,^{\circ}\text{R.} = 15{,}2 : 0{,}8\,^{\circ}\text{C.} = 19{,}0\,^{\circ}\text{C.}$$

Es sei noch bemerkt, dass das Réaumur'sche Thermometer immer mehr durch das Celsius'sche verdrängt wird, welches mit Rücksicht auf den Umstand, dass bei meteorologischen und überhaupt wissenschaftlichen Angaben das Réaumur'sche Thermometer so gut wie gar nicht mehr gebraucht wird, durchaus wünschenswert erscheint.

Beim Fahrenheit'schen Thermometer entsprechen 212 °—32 ° F. = 180 ° F. = 100 ° C. = 80 ° R., also 1 ° F. = $^5/_9$ ° C. = $^4/_9$ R.

Zur Verwandlung der Fahrenheit'schen Grade in °C. oder °R. haben wir, nach Abzug der 32 °, nur mit 5 resp. 4 zu multiplizieren und das so erhaltene Produkt durch 9 zu dividieren. Z. B.:

$$45^{\circ}\text{ F.} = (45-32) \times {}^5/_9\,^{\circ}\text{ C.} = (45-32) \times {}^4/_9\,^{\circ}\text{ R.}$$
$$= 7{,}2^{\circ}\text{ C.} = 5{,}8^{\circ}\text{ R.}$$

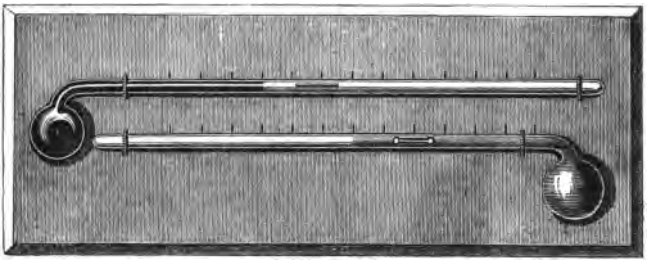
Ein zu meteorologischen Beobachtungen geeignetes Thermometer muss, wie bereits bemerkt, auf der ganzen Länge der Skala einen gleichen innern Querschnitt der Röhre haben und jene muss genau geteilt sein. Die Grösse der einzelnen Gradabstände wird entweder durch die Festlegung der Fundamentalpunkte und Einteilung des Fundamentalabstandes, oder durch Vergleichung mit einem durchaus richtigen Thermometer bestimmt. Die meisten Thermometer

Digitized by Google

zeigen indessen sehr selten ganz genau die richtige Temperatur, sondern grössere oder geringere Abweichungen, die teilweise darin ihren Grund haben, dass sich das Glas der Kugel im Laufe der Zeit zusammenzieht, wodurch der Nullpunkt nach und nach höher verschoben wird. Es ist also durchaus notwendig, dass die zu Beobachtungen benutzten Thermometer zu Anfang und von Zeit zu Zeit mit einem durchaus richtigen Thermometer (Normalthermometer) verglichen werden, so dass die Fehler genau gekannt und berücksichtigt werden können. Uebrigens ist es ziemlich leicht, den Nullpunkt durch Hineinstecken des Thermometers in schmelzenden Schnee bis etwas über den Gefrierpunkt (bei einer etwas höheren, äusseren Temperatur als 0 °) zu bestimmen und hieraus die anzubringende Korrektion abzuleiten [1]).

Extremthermometer sind solche Instrumente, welche mittels irgend einer Vorrichtung die höchste und niedrigste Temperatur in

Fig. 2.



Extremthermometer.

einem Zeitraume registriren, während welcher jene ausgesetzt waren. Die Konstruktion dieser Thermometer ist verschieden. Gewöhnlich ist das Minimumthermometer mit Weingeist gefüllt und hat in der innern Röhre einen Schwimmer, welcher bei sinkender Temperatur vom Ende der Weingeistsäule mitgenommen wird, aber bei steigender Temperatur nicht der Bewegung folgt. Das Maximumthermometer ist gewöhnlich ein Quecksilberthermometer, welches unmittelbar über der Kugel eine kleine Erweiterung hat, in welcher ein Glassplitterchen eingeschmolzen ist. Bei steigender Temperatur geht das Quecksilber an dem Glassplitterchen vorbei, bei sinkender reisst die Quecksilbersäule an dem Splitterchen ab und der darüber liegende Teil der Quecksilbersäule bleibt liegen und gibt die höchste Temperatur an. Zweckmässig wird die Teilung auch durch eine in der Säule eingeschaltete Luftblase bewerkstelligt, die jedoch bei der niedrigsten Temperatur nicht in die Kugel zurücktreten darf. — Die Einstellung dieser Thermometer geschieht im ersteren Falle durch Neigung des Thermometers mit der Kugel nach oben, im zweiten nach unten,

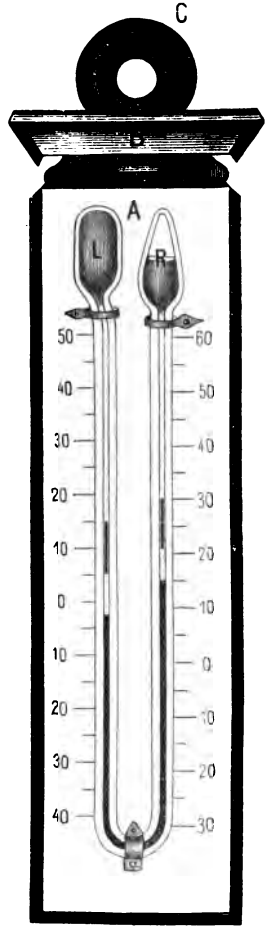
[1]) Ueber Prüfung der Thermometer siehe Zeitschr. für Instrumentenkunde 6. Band. S. 121 und Natur 1887. S. 11.

Digitized by Google

im dritten durch Schleudern oder Stossen der Kugel gegen eine Unterlage.

Figur 2 zeigt das zuerst besprochene (Rutherford'sche) Weingeistminimumthermometer (unten) und ein Greiner'sches Quecksilbermaximumthermometer. Letzteres enthält ein eisernes Stäbchen, welches von der Quecksilbersäule vorgeschoben wird, aber nicht zurückgeht; nach der Ablesung bringt man durch einen kleinen Magneten das Stäbchen wieder vor die Quecksilbersäule zurück.

Fig. 3.



Extremthermometer nach Six.

Eine andere Konstruktion (nach Six) gibt die Figur 3. Die beiden kommunizierenden Röhren sind unten mit Quecksilber gefüllt, darüber ist die Röhre und der erweiterte Raum L ganz, in R zum Teile mit Amylalkohol, dessen Siedepunkt bei 131° C. liegt, gefüllt. Bei der Erwärmung wird die Flüssigkeit in L ausgedehnt und treibt das Quecksilber im linken Schenkel abwärts, im rechten aufwärts. Kleine eiserne Stäbchen markieren die höchste und niedrigste Temperatur seit der vorhergehenden Einstellung, welche wieder durch einen kleinen Magneten bewerkstelligt wird.

Um den Gang der Temperatur kontinuierlich verfolgen zu können, dienen eigentümlich konstruierte „Registrierapparate", wie sie jetzt an fast allen grösseren Observatorien aufgestellt sind. Unter den ersten Systemen, welche gegenwärtig in Anwendung kommen, wollen wir die von den Gebrüdern Richard in Paris-Belleville konstruierten Apparate besprechen, welche sowohl wegen der Einfachheit der Konstruktion, als auch des sehr niederen Preises bei relativ grosser Leistungsfähigkeit Beachtung verdienen [1]).

Figur 4 zeigt das registrierende Thermometer, wobei ein zweites Thermometer (b) angebracht ist, welches beständig feucht gehalten wird (Psychrometer siehe unten). Das bewegende Organ ist eine Bourdon'sche Manometerröhre aus Messing von elliptischem Querschnitte (c), 18 cm breit, 100 mm lang, welche bei einem Rauminhalte von 2 kcm bogenförmig gekrümmt, mit Alkohol gefüllt und hermetisch verschlossen ist. Diese Röhre ist ausserhalb des Kastens zur direkten Messung der Wärme

[1]) Vergl. Zeitschrift für Instrumentenk. Jahrg. 1884. S. 62 und Jahrg. 1884. S. 359; Dingler's Polyt. Journ. Jahrg. 1864. S. 484. Eine ausführliche Beschreibung der sehr empfehlenswerten Fuess'schen Registrier-Apparate findet sich in der erstgenannten Zeitschrift Jahrg. 1883. Heft 7.

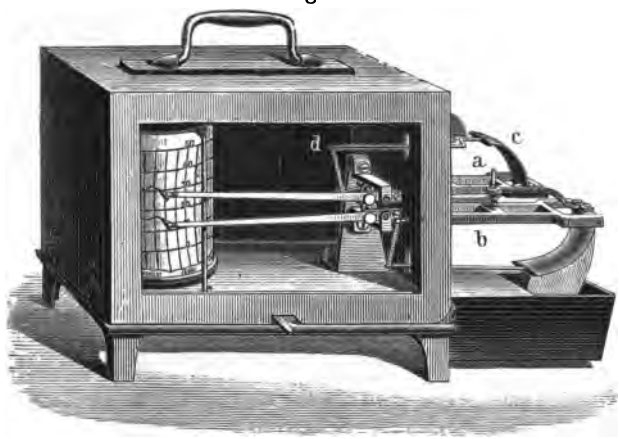
Digitized by Google

angebracht und ragt mit dem am freien Ende angebrachten Uebertragungsstift (d) hinein, hier in den Hebelmechanismus des Schreibstiftes eingreifend, welcher dem durch ein Uhrwerk bewegten Cylinder mit Papierstreifen aufliegt. In derselben Weise funktioniert das feuchte Thermometer.

Die Erfahrungen, welche man beim Gebrauche dieses Instrumentes gemacht hat, sind durchaus günstige, wobei noch seine grosse Empfindlichkeit ganz besonders hervorzuheben ist [1]).

Zur Messung der Sonnenstrahlung dient ein Thermometer mit geschwärzter Kugel, die von einem luftleeren Gefässe umschlossen

Fig. 4.



Registrier-Thermometer (Psychrometer).

ist, zur Registrierung ein Apparat (Aktinometer), den Figur 5 veranschaulicht. Zwei dünnwandige Hohlkugeln aus Kupfer, von denen die eine versilbert und poliert, die andere matt geschwärzt ist, sind in evakuierten Glasgefässen eingeschlossen, kommunizieren durch lange Kapillarröhren mit den im Kasten befindlichen Bourdon'schen Röhren. Damit die Temperaturänderungen der letzteren die Angaben nicht stören, werden dieselben durch je zwei identische Bourdon'sche Röhren, die in entgegengesetztem Sinne auf das Hebelwerk wirken, kompensiert.

Strahlende Wärme.

Die Wärmequellen an der Erdoberfläche sind die Eigenwärme der Erde und die Sonnenwärme, wenn wir absehen von der äusserst geringen, unmessbaren, durch Strahlung unzähliger Sterne erzeugten Wärme.

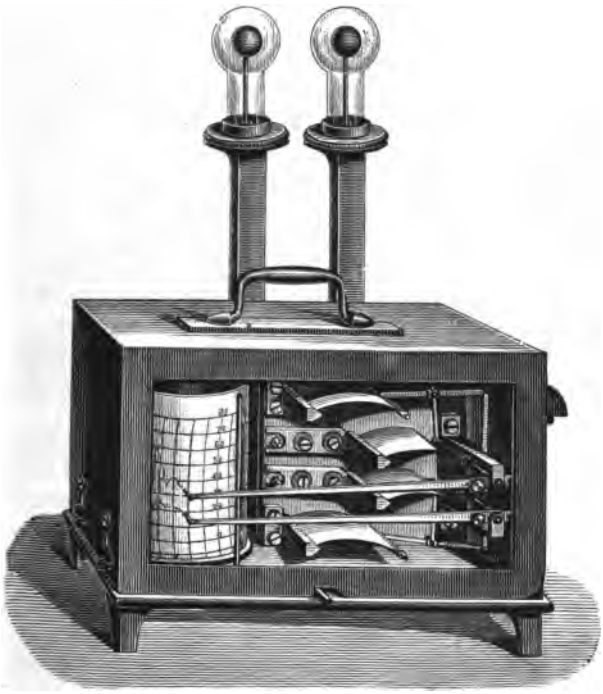
Dass die Erde noch einen Rest der Wärme besitzt, welche ihrer

[1]) Vergl. Met. Zeitschr. S. Jahrg. 1888. S. (24).

Digitized by Google

Masse ursprünglich, d. h. von ihrem ersten planetarischen Leben an, angehörte, geht insbesondere aus der Thatsache hervor, dass die Temperatur nach dem Innern der Erde hin rasch zunimmt und konstant bleibt, so dass schon bei etwa 90 m die vom Sonnenlaufe abhängigen Temperaturschwankungen aufhören. Um uns eine angenäherte Vorstellung über die Wärmezunahme mit der Tiefe zu verschaffen, nehmen wir nach den in grösseren Tiefen angestellten Beobachtungen an, dass die Wärme mit je 40 m Tiefe um 1° C.

Fig. 5.



Registrierender Aktinometer.

zunehme, und setzen die mittlere Temperatur der Erdoberfläche zu 12° C., so dürfen wir schon bei 4000 m Tiefe die Siedepunkttemperatur des Wassers erwarten, bei einer Tiefe von 6—7 deutschen Meilen werden wir die Temperatur finden, bei welcher fast alle Metalle im flüssigen Zustande sind; aber nur bis zu dieser Tiefe dürfte die Zunahme der Wärme gehen, da nach hydrostatischen Gesetzen die wärmeren oder wenig dichteren Flüssigkeitsteilchen sich vom Erdmittelpunkte der Erde entfernen werden, gerade so, wie dieses auch an der Erdoberfläche der Fall ist.

Die Geologie liefert eine ganze Reihe von Beweisen, dass in der That die Erdmasse ursprünglich eine bedeutend höhere Tem-

Digitized by Google

peratur besessen haben muss, als jetzt, und dass eine allmähliche Abkühlung stattgefunden haben muss.

Die andere Hauptquelle der atmosphärischen Wärme ist die Sonnenwärme, welche sich durch Strahlung unserer Erde mitteilt. Denken wir uns zunächst die Erde homogen, als Festland und ohne Lufthülle, und suchen wir den Wärmebetrag zu bestimmen, welcher den einzelnen Teilen unserer Erdoberfläche durch Strahlung zukommt.

Nach einem einfachen, physikalischen Gesetze ändert sich die Intensität der Bestrahlung mit dem Sinus der Sonnenhöhe. Zur Zeit der Aequinoktien, an welchen Tag und Nacht gleich sind, ändert sich die Bestrahlung einfach direkt proportional dem Sinus der Sonnenhöhe um Mittag. Steht aber die Sonne ausserhalb des Aequators, so wird es sehr schwierig, die Verteilung der Strahlenmenge über die Erdoberfläche durch ein genaues Gesetz auszudrücken. In der jährlichen Periode entfernt sich in unserem Winter der höchste Stand der Sonne um $23\frac{1}{2}^0$ südlich, im Sommer um ebensoviel nördlich vom Aequator, und es wird für jeden Ort der Erdoberfläche eine stetige periodische Aenderung der Tageslänge, also auch der Bestrahlungsdauer, sowie eine ebensolche Aenderung in der Sonnenhöhe, also der Strahlungsintensität bedingt, wodurch das Gesetz der Bestrahlung sehr verwickelt wird. Die nachstehende Figur, einer Abhandlung über diesen Gegenstand von Wiener entnommen [1]), illustriert die Bestrahlungsverhältnisse in den verschiedenen geographischen Breiten vom Frühlingsäquinoktium bis zum Sommersolstitium.

Nach dieser Darstellung fällt ein Maximum der Bestrahlung am 21. Juni auf den Nordpol, ein zweites kleineres auf 43^0 Breite, so dass beide Maxima bei 62^0 durch ein kleines Minimum geschieden sind; nach Süden hin nimmt die Bestrahlung beständig ab und wird bei 68^0 südlicher Breite gleich Null. Schon am Schlusse des Maimonates ist die Strahlungsmenge am Nordpole grösser als am Aequator.

In unserem Winter ist die Erde in der grössten Sonnennähe, im Sommer in der grössten Sonnenferne, während die Intensität der Sonnenstrahlung dem Quadrate der Entfernung umgekehrt proportional ist. Aber in demselben Masse wächst mit der Annäherung an die Sonne die Winkelgeschwindigkeit der Erde, so dass unser Sommer 7 Tage länger dauert, als derjenige der südlichen Hemisphäre (186 Tage gegen 179 Tage), wodurch nachweisbar eine vollständige Kompensation in der Bestrahlungsmenge zwischen zwei Punkten in gleicher nördlicher und südlicher Breite bedingt wird. Da dementsprechend im südhemisphärischen Sommer die Erwärmung intensiver ist und im Winter die Ausstrahlung länger anhält, als in der nördlichen Hemisphäre, so ergeben sich excessivere Wärmeverhältnisse für die südliche Hemisphäre, als für die nördliche.

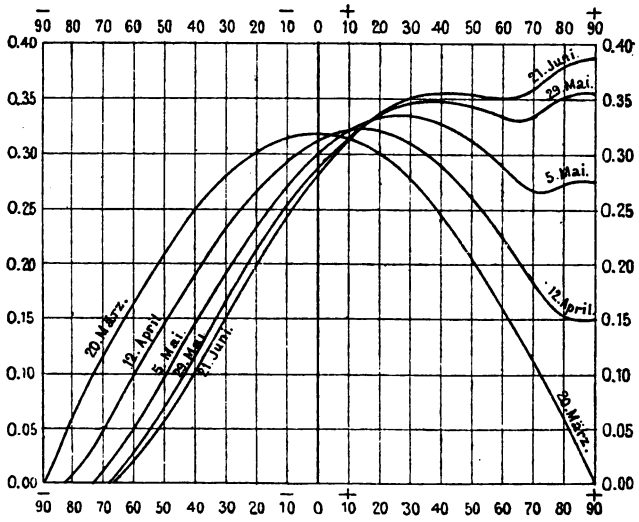
---

[1]) Wiener: Ueber die Stärke der Bestrahlung der Erde durch die Sonne in den verschiedenen Breiten und Jahreszeiten. Zeitschrift der Oesterr. Gesellschaft für Meteor. Jahrg. 1879. S. 113.

Digitized by Google

Nach Hann [1]) beträgt der grösste Unterschied der Bestrahlung am Aequator in der jährlichen Periode nur 12%, und in dessen Umgebung bis zu etwa 12° Nord- und Südbreite existiert noch eine doppelte Jahresperiode, nämlich zwei Maxima um die Zeiten der Aequinoktien und zwei Minima zur Zeit der Solstitien. Unter 12° Breite ist dieselbe schon einfach, unter 20° Breite ist der Unterschied der Bestrahlung schon 368 gegen 483, 3—4mal grösser als am Aequator. Ausserhalb der Wendekreise nehmen mit wachsender Breite die Unterschiede zwischen der Bestrahlung im Sommer-

Fig. 6.



und Wintersolstitium rasch zu. Folgende Tabelle enthält die Tagessumme der Sonnenstrahlung von 10 zu 10 Breitegraden und für den 21. Juni und 21. Dezember:

Nördliche Hemisphäre.

	30	40	50	60	70	80	90
21. Juni	1088	1107	1105	1093	1130	1184	1202
21. Dez.	520	355	197	56	0	0	0
Differenz	568	752	908	1037	1130	1184	1202

Südliche Hemisphäre.

21. Dez.	1163	1183	1180	1168	1207	1265	1284
21. Juni	487	332	184	52	0	0	0
Differenz	766	851	996	1116	1207	1265	1284

Welche Jahressumme die einzelnen Breitegrade erhalten, geht

[1]) Hann: Handbuch der Klimatologie. S. 57 ff. Wir sind dieser klaren Darstellung der Hauptsache nach gefolgt. Vergl. auch die von der Académie des Sciences gekrönte Preisschrift von Zenker: Die Verteilung der Wärme auf der Erdoberfläche. Berlin 1888.

Digitized by Google

aus folgender Tabelle nach Meech hervor, wobei als Einheit die Wärmemenge eines mittleren Aequatorialtages zu Grunde gelegt ist.

Jahressumme der Sonnenstrahlung.

Aequator = 365,24 gesetzt.

Breite	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°
Thermaltage	365,2	364,0	360,2	353,9	345,2	334,2	321,0	305,7	288,5	269,8
Differenz	1,0	1,2	3,8	6,2	8,7	11,0	13,2	15,3	17,2	18,7

Breite	50,°	55°	60°	65°	70°	75°	80°	85°	90°
Thermaltage	249,7	222,8	207,8	187,9	173,0	163,2	156,6	152,8	151,6
Differenz	20,1	20,9	21,0	19,9	14,9	9,8	6,6	3,8	1,2

Also in der Nähe des Pols, sowie in der Nähe des Aequators ändert sich die jährliche Wärmemenge mit der Breiteänderung nur sehr wenig, das Maximum der Aenderung liegt zwischen dem 50. und 60. Breitegrad. Die Wärmemenge am Pol wächst mit der Schiefe der Ekliptik.

Nach Meech ist die mittlere Intensität der Bestrahlung des ganzen Tropengürtels 356,2 Tage, die der gemässigten Zone 276,4, die der Polarzone 166, für die ganze Erde im Mittel 299 Tage oder $^5/_6$ der Bestrahlung des Aequators. Der Querschnitt des Strahlenbündels, welches die Erde trifft, ist $^1/_4$ der ganzen Erdoberfläche. Nehmen wir mit Violle an, dass die Bestrahlung an der Grenze der Atmosphäre in einer Minute pro Quadratcentimeter 2,5 Wärmeeinheiten oder Kalorien beträgt, so ist die gesamte Wärmemenge im Jahre:

$$2{,}5 \cdot 60 \cdot 24 \cdot 365{,}2 \cdot R^2\pi = 1676 \cdot 10^{21} \text{ Kalorien},$$

eine Wärmemenge, welche eine Eisschichte von 4481 cm Dicke über der ganzen Erdoberfläche schmelzen könnte.

Die Sonnenstrahlen, welche zur Erdoberfläche gelangen, müssen zuvor die Atmosphäre durchwandern, sie werden von dieser absorbiert und zwar um so mehr, einen je weiteren Weg sie durch die Atmosphäre zurückzulegen haben, und so muss die Intensität der Sonnenstrahlung mit abnehmender Sonnenhöhe abnehmen. Setzen wir die Höhe der Atmosphäre gleich 1 und den Absorptionskoëffizienten gleich 0,75, so erhalten wir für die bei verschiedenen Höhen der Sonne durchlaufenen Wege der Strahlen und für die durchgelassene Strahlenmenge bei klarem, wolkenlosem Himmel folgende Tabelle:

Sonnenhöhe	0°	5°	10°	20°	30°	50°	70°	90°
Dicke der Atmosphäre	35,5	10,2	5,56	2,90	1,99	1,31	1,06	1,00
Durchgelassene Strahlenmenge	0,000	0,053	0,202	0,434	0,564	0,687	0,736	0,750

Hiernach nimmt die durchgelassene Strahlenmenge mit sinkender Sonne rasch ab. Dabei muss jedoch berücksichtigt werden, dass die verschiedenen Strahlengattungen alle nicht in demselben Masse von der Atmosphäre absorbiert werden. Nach den Untersuchungen von Langley[1]) rückt das Maximum der Intensität immer mehr gegen

[1]) Langley: Researches on solar head and its absorbtion by the earths

Digitized by Google

das Blau, je höher man sich in der Atmosphäre erhebt, und liegt ausserhalb der letzteren geradezu im Blau, so dass die Sonne bei Abwesenheit der Atmosphäre ein blaues Aussehen haben würde; ferner wächst der Transmissionskoëffizient mit der Wellenlänge, so dass also die roten und ultraroten Strahlen die kleinste Absorption in der Atmosphäre erleiden, während die violetten und ultravioletten der stärksten Absorption unterliegen.

Nach denselben Untersuchungen sind die Luftschichten um so weniger transparent für die Sonnenstrahlen, je näher sie der Oberfläche sind, so dass es nicht angeht, für eine und dieselbe Wellenlänge die Luft als homogenes absorbierendes Mittel zu betrachten. Die früher vielfach vertretene Ansicht, dass die roten und ultraroten Strahlen einer beträchtlicheren Absorption durch den Wasserdampf unterworfen sind, wird durch Langley's Untersuchungen nicht bestätigt.

Die Wärme, welche von der Atmosphäre absorbiert wird, geht für die Erde nicht ganz verloren, sondern wird durch Strahlung der Atmosphäre der Erde zum Teil wieder zugeführt. Alle in der Luft befindlichen Wasserteilchen, sei es in fester oder flüssiger Form (insbesondere Wolken), fein verteilte organische oder anorganische Teilchen, reflektieren und zerstreuen die Sonnenstrahlen nach allen Richtungen und machen so die Atmosphäre zu einer Licht- und Wärmequelle, welche bei ihrer grossen Ausdehnung von nicht unerheblicher Wirkung ist, insbesondere in höheren Breiten, wo die Sonnenstrahlen einen weiten Weg in der Atmosphäre zurückzulegen haben, wo also die Absorption eine ganz bedeutende ist.

Bestimmungen der thatsächlichen Strahlungsmengen sind für das westliche Europa gemacht worden, welche gestatten, den täglichen und jährlichen Gang der Strahlung zu erkennen und Näherungswerte für die absoluten Wärmemengen der Strahlung abzuleiten. So fand Hann nach den Messungen Crova's, dass selbst bei ganz heiterem Himmel für die mittleren Breiten die Atmosphäre die Hälfte der täglichen Sonnenstrahlung absorbiert. In Paris ist die Wärmestrahlung (Sonne und Himmel) im Juli mehr als fünfmal grösser als im Dezember, während das Jahresmittel etwas grösser als die Hälfte derjenigen ist, welche der Breite entspricht; noch kleiner ist dieser Betrag im Winter. Nach Crova's Untersuchungen schwankt die kalorische Intensität der Sonnenstrahlung, selbst an schönen Tagen, fortwährend zwischen recht weiten Grenzen; dieselbe besitzt im Sommer am Tage zwei Maxima, eines am Vormittage, ein anderes am Nachmittage. Die Schwankungen an Sommertagen (bei heiterem Himmel ohne sichtbare Wolken) sind um so schärfer ausgeprägt, je ruhiger die Atmosphäre und je höher die Temperatur ist; die beiden Maxima liegen erheblich weit von einander entfernt. An Herbsttagen nimmt die Amplitude der Schwankungen ab und die beiden Maxima nähern sich der Mittagsstunde. An Wintertagen dauern zwar die Schwan-

---

atmosphere. A report of the Mount Whitney expedition. In prof. papers of the Signal Service.

Digitized by Google

kungen noch fort, allein ihre Amplitude nimmt noch weiter ab und die Maxima haben das Bestreben, sich noch mehr zu vereinigen. An Wintertagen mit ausserordentlich tiefer Temperatur und sehr geringer absoluter Feuchtigkeit verschmelzen sich die Maxima zu einem Maximum um Mittag. Unter diesen Verhältnissen, besonders wenn die Atmosphäre von heftigen Stürmen durcheinander gerührt wird, erhält man stündliche Kurven, die fast ganz symmetrisch zur Mittagslinie liegen [1]).

Die Sonnenstrahlen, welche die Erdoberfläche erreichen, bewirken eine Temperaturerhöhung derselben, deren Grösse von dem Wesen der Gegenstände abhängt, womit jene in Berührung kommen. Einige Körper werden rascher, andere langsamer erwärmt. Von grosser Bedeutung in dieser Beziehung ist der Gegensatz von Land und Meer. Das Wasser besitzt von allen Körpern die grösste Wärmekapazität, d. h. braucht unter gleichen Umständen die grösste Wärmemenge, um eine bestimmte Temperaturerhöhung zu erreichen. Werden gleich grosse Flächen von Meer und Festland gleichen Wärmewirkungen ausgesetzt, so ist die dadurch erhaltene Erhöhung der Temperatur beim Festland im allgemeinen fast zweimal so gross, als beim Meere. Die Wärmestrahlen der Sonne werden teils von der Oberfläche des Wassers reflektiert, teils zur Verdunstung gebraucht, während der feste Erdboden fast sämtliche Strahlen in sich aufnimmt. Ferner beschränkt sich die Erwärmung des Festlandes fast nur auf die Oberfläche, wogegen beim Meere die Wärmestrahlen in die Tiefe eindringen, und so eine dickere Schichte erwärmen. Andererseits ist hier die Verschiebbarkeit der Wasserteilchen für die Erwärmung der Gewässer von der grössten Bedeutung, indem eine Temperaturzunahme an der Oberfläche ein stabileres Gleichgewicht der Wasserschichten hervorruft, während Abkühlung das Umgekehrte bewirkt. Hieraus folgt, dass die Oberflächentemperatur der Meere eine verhältnismässig sehr hohe ist, und dass das kalte Wasser sich nach der Tiefe zurückzieht, wo es nur noch durch Leitung Wärme erhalten kann und zwar sowohl von der Oberfläche, als auch von dem Meeresgrunde. Nach den Zusammenstellungen von Woeikof [2]) beträgt die mittlere Temperatur der ganzen Wassersäule in den Breiten 20° N. bis 20° S. nahezu 4° C., am Boden ist sie in denselben Breiten nur 1,1°, während die Oberflächentemperatur nahezu 26½° beträgt. Da Wasser von so niedriger Temperatur an der Meeresoberfläche in den Tropen nicht vorkommt, so muss dasselbe aus höheren Breiten stammen, wo die Temperatur des Meerwassers sehr erheblich niedriger ist. Während die oberen Meeresströmungen durch die Winde hervorgerufen werden, entstehen die Strömungen in der Tiefe durch Unterschiede in der Dichtigkeit des Wassers, so dass also in der Tiefe die kalten Wassermassen der Polarmeere, ins-

---

[1]) Die kleinen Veröffentlichungen Crova's über diesen Gegenstand finden sich in Comptes Rendus. Vergl. auch Meteor. Zeitschr. Jahrg. 1887. S. 74 und Jahrg. 1888. S. 25.

[2]) Woeikof: Die Klimate der Erde. Jena 1887.

Digitized by Google

besondere aber der südlichen Hemisphäre, den Tropen zuströmen. Dass hauptsächlich das südliche Polarmeer das kalte Wasser nach den Tropen bringt, dafür spricht die Thatsache, dass in der Nähe des Aequators die Tiefseetemperaturen auf der Nordhemisphäre bedeutend höher sind, als auf der Südhemisphäre. Der Grund dieser Erscheinung liegt in der Gestaltung der Meere und in der Verschiedenheit der Eisbildung in den Polarmeeren. Während die ausgedehnten Eisfelder des nördlichen Polarmeeres Schutz vor weiterer Erkaltung des Wassers bieten, können die zerstreuten Eisberge am Südpol eine dauernde und kräftige Abkühlung nicht verhindern.

Das Festland dagegen wird an der Oberfläche erwärmt und nur durch Leitung kann die Wärme bis zu einer gewissen Tiefe vordringen; Konvektionsströmungen, wie bei den sehr beweglichen Wasserteilchen, sind hier ausgeschlossen.

Der Zufuhr der Wärme durch Einstrahlung steht der Wärmeverlust durch Ausstrahlung gegenüber, indem alle Körper der Erdoberfläche ihre Wärme an den Weltenraum abgeben. Die Wärmeausstrahlung hängt einerseits von der Himmelsbeschaffenheit, der Bewölkung, und andererseits von der Beschaffenheit der Erdoberfläche ab. Heiterer Himmel und trockene Luft sind der Ausstrahlung am günstigsten, dagegen Wolken- und Nebelbildung verlangsamen die Ausstrahlung, indem diese fast alle Wärme von der Erde zurückhalten.

Ebenso wie bei der Erwärmung zeigen Wasser und Festland ein sehr verschiedenes Verhalten zur Ausstrahlung. Bei sonst gleichen Verhältnissen erkaltet das Wasser viel langsamer als das Land, wozu noch kommt, dass der Wärmeverlust an der Wasseroberfläche durch die Wärme der unteren Schichten wieder wenigstens teilweise ersetzt wird, während beim Festlande, abgesehen von der Wärmeleitung, kein Ersatz für den Wärmeverlust der Oberfläche geboten wird.

Ueber dem Meere ist die Bewölkung durchschnittlich viel grösser, als auf dem Festlande, und daher eine geringere Ein- und Ausstrahlung auf dem Meere, als auf dem Festlande.

Lufttemperatur.

Die Wärme, welche die Erdoberfläche durch die Einstrahlung erhalten hat, teilt sich den ihr aufliegenden Luftschichten mit, teils durch Leitung, teils durch Strahlung, und wird von den untersten Luftschichten resorbiert. Diese Wärme, welche sich von Schicht zu Schicht weiter fortpflanzt, und durch die Luftströmungen in hohem Grade modifiziert wird, die Luftwärme, ist das wichtigste meteorologische Element, und daher müssen wir dieselbe eingehender betrachten. Zunächst erscheint die Erörterung der Frage von fundamentaler Wichtigkeit, auf welche Weise die wahre Temperatur der Luft richtig bestimmt wird. In neuester Zeit ist diese

Digitized by Google

Frage von verschiedenen Seiten eingehend behandelt worden[1]), jedoch ohne zu einem ganz bestimmten Resultate zu führen. Noch bis vor kurzer Zeit wurde die Wild'sche Hütte — eine Holzjalousienhütte mit innerem Blechgehäuse — als massgebend für die Aufnahme der Thermometer angesehen und an einigen Observatorien verschiedener Länder angewendet. Indessen zeigte sich bei genauerer Untersuchung, dass die Erwärmung oder Abkühlung der Wände auf die Temperatur der benachbarten Luft einen sehr merklichen Einfluss ausüben, und dass die Temperaturänderungen der Wände den raschen Aenderungen der Lufttemperatur nur langsam folgen können.

Die wahre Temperatur der Luft ist nicht gerade diejenige, welche ein im Schatten aufgehängtes Thermometer zeigt, sondern vielmehr diejenige, welche die Luft an irgend einer Stelle der Atmosphäre besitzt, frei von jeglicher Beeinflussung durch die Strahlung anderer Körper. Da nun aber bei einem, Strahlungseinflüssen ausgesetzten Thermometer sowohl das Quecksilber als die es umhüllende Glaskugel von der Luft abweichende thermische Verhältnisse zeigen und die Stärke der Luftbewegung die Temperaturangaben beeinflusst, so kann es sich nur noch darum handeln, eine möglichst grosse Annäherung an die wirklichen Verhältnisse zu erzielen. Es wird sich nun zunächst empfehlen, ein Thermometer mit sehr kleiner Kugel zu nehmen, und diese mit einer möglichst grossen Menge von Strahlungseinflüssen freier Luft in Berührung zu bringen. Dieses kann erreicht werden durch das Schleuderthermometer, welches an einem beschatteten Platze und geschützt vor Benetzung durch Regen und Schnee Angaben liefert, die den wahren Lufttemperaturen sehr nahe kommen. Beschirmungen hemmen die Luftbewegung und da ihre Temperatur nur langsam der Lufttemperatur folgen kann, so müssen diese störend auf die Angaben des Thermometers wirken. Ich glaube die Ansicht aussprechen zu können, dass die Temperaturangaben um so mehr von der Wahrheit entfernt sind, je massenhafter die Schutzvorrichtungen des Thermometers sind, insbesondere dann, wenn direkte Strahlung stattfindet. Ich möchte daher empfehlen, die Thermometer bei Ausschluss der Benetzung durch Regen oder Schnee sowie aller direkt eingestrahlter und zurückgestrahlter Wärme aufzustellen, dass die Luft möglichst freien Zutritt hat, wobei die Höhe über dem Erdboden nicht allzu niedrig sein darf. Sehr gut eignet sich die Vorrichtung, welche von Köppen vorgeschlagen und durchgeführt ist, nämlich eine ganz einfache Jalousienvorrichtung, die nur dazu dienen soll, die Niederschläge abzuhalten. Die Fig. 7 illustriert diese einfache Vorrichtung.

An den meisten deutschen Stationen ist eine ebenso empfehlenswerte, aber etwas kompliziertere Vorrichtung im Gebrauch, welche durch Fig. 8 versinnlicht wird.

---

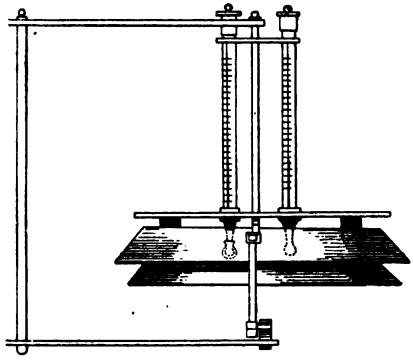
[1]) Eine umfassende Arbeit, welche auch eine Besprechung der anderweitig angestellten Untersuchungen enthält, ist eben jetzt erschienen. Köppen: Studien über die Bestimmung der Lufttemperatur und des Luftdruckes, im Archiv der Seewarte. Jahrg. 1887. Nr. 2.

Digitized by Google

Das Thermometergehäuse ist hier in der Nähe des Fensters angebracht und an zwei Seiten durch cylindrische Bleche und durch ein doppeltes Dach vor Regen und Bestrahlung geschützt. Durch den Arm s kann man das Gehäuse nach dem Fenster hinziehen und die Thermometer ablesen. Die letztere Stellung zeigt Fig. 9. Ausser dem gewöhnlichen Thermometer enthält das Gehäuse gewöhnlich noch ein Maximum- und ein Minimumthermometer sowie ein mit Muselin umwickeltes (feuchtes) Thermometer, wovon weiter unten noch die Rede sein soll.

Wäre unsere Atmosphäre ruhend und von unveränderlicher Beschaffenheit, so könnten theoretische Betrachtungen Aufschluss geben

Fig. 7.



Thermometer-Aufstellung nach Köppen.

über die zeitliche und räumliche Verteilung der Temperatur in der Luft. In Wirklichkeit aber ruht weder unsere Atmosphäre, noch ist ihre Beschaffenheit unveränderlich: horizontale und vertikale Luftströme halten die Luft in steter und lebhafter Bewegung, durch die Verdunstung tritt der Wasserdampf in die Atmosphäre, durch Kondensation scheidet er sich wieder aus als Wolke oder Regen, Schnee, Nebel etc., alle diese Vorgänge haben einen ausserordentlich grossen, bestimmenden Einfluss auf die Temperaturverhältnisse der Atmosphäre. Aus diesem Grunde wird es, um zu einer richtigen Erkenntnis zu gelangen, notwendig sein, den Weg der Erfahrung zu betreten und durch fortgesetzte Beobachtungen das Gesetzmässige festzulegen.

Periodische Aenderungen der Temperatur.

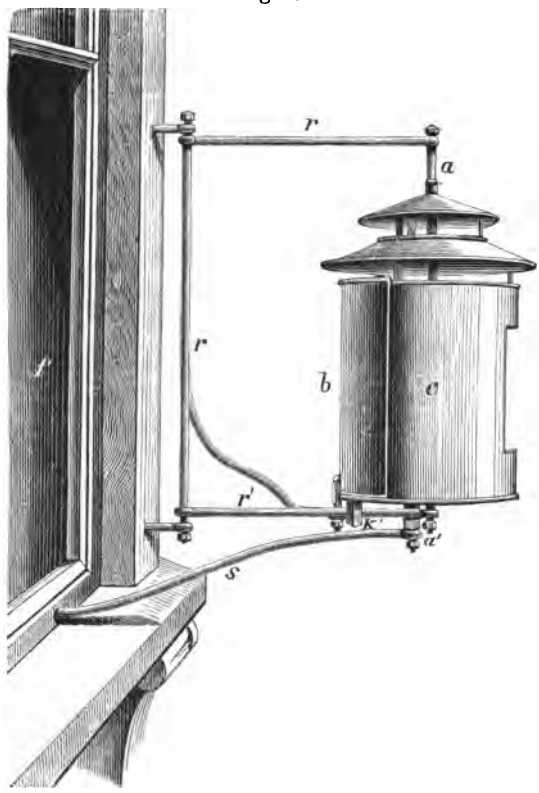
a) Die tägliche Periode der Temperatur.

Eine auch nur oberflächliche Beobachtung der Lufttemperatur führt zur Erkennung der Thatsache, dass die Temperatur im allgemeinen am Vormittage steigt, etwas nach Mittag ein Maximum erreicht und dann wieder sinkt, bis sie etwas vor Sonnenaufgang

Digitized by Google

ihren tiefsten Stand erhalten hat. Indessen ist der tägliche Gang der Temperatur sehr selten regelmässig, sondern es treten häufig unregelmässige Schwankungen auf, welche nicht selten den periodischen Verlauf vollständig verwischen. Um nun den durchschnittlichen Gang der Temperatur während eines vollen Tages zu finden, wird man an möglichst vielen Zeitpunkten des Tages und der Nacht regelmässig

Fig. 8.



Thermometergehäuse vom Fenster abgerückt.

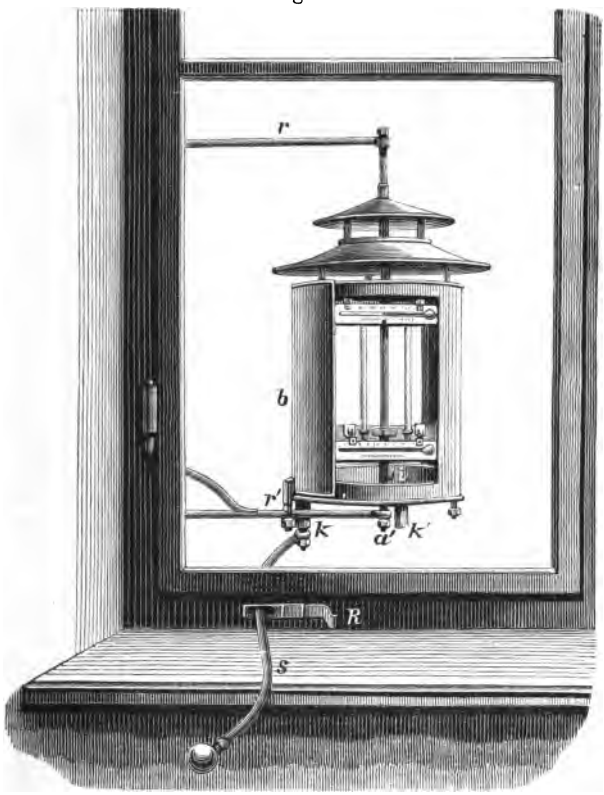
Beobachtungen anstellen, dann aus allen Beobachtungen, die zu derselben Tages- oder Nachtzeit gemacht sind, das Mittel nehmen. Dieses Mittel gibt die tägliche Periode der Lufttemperatur um so genauer wieder, je mehr Beobachtungen zur Mittelbildung verwandt wurden. Da nun aber die tägliche Temperaturperiode im Laufe des Jahres mit der jährlichen Periode des Sonnenstandes sich ändern muss, so ist notwendig, die tägliche Periode für kleinere Zeitabschnitte zu berechnen, etwa für jeden Monat oder jede Dekade des Jahres.

Um Unregelmässigkeiten in dem täglichen Gange der Temperatur auszugleichen, wird es zweckmässig sein, wenn man alle durch

Digitized by Google

die Beobachtung erhaltenen Mittelwerte in ein Koordinatennetz einträgt, und zwar die Temperaturen als Ordinaten, die Zeiten (Stunden) als Abcissen, und endlich die Endpunkte der Ordinaten durch eine möglichst kontinuierlich gekrümmte Linie miteinander verbindet. Vielfach wird zur Ausgleichung der Unregelmässigkeiten eine Interpolationsformel — die Lambert-Bessel'sche Formel — angewandt, indessen hat Wild gezeigt[1]), „dass die Anwendung der Bessel-

Fig. 9.



Thermometergehäuse zum Fenster eingezogen.

schen Formel zur Darstellung des täglichen Ganges der Temperatur bis dahin die Erkenntnis des letzteren weit mehr gehemmt, als gefördert hat und dass die Meteorologen, wenn sie ebenso viele Stunden darauf verwendet hätten, die Beobachtungen in grossem Massstabe graphisch darzustellen, als sie Tage zur Berechnung nach der Bessel'schen Formel brauchten, nicht bloss eine richtigere Vorstellung von der täglichen Variation der Temperatur gewonnen, sondern

[1]) Wild: Die Temperaturverhältnisse des Russischen Reiches. Suppl.-Bd. zum Repertorium für Meteorologie. St. Petersburg 1881. S. 6.

Digitized by Google

zugleich auf diesem Wege eine grosse Menge von störenden Rechnungs-, Schreib- und Druckfehlern im Beobachtungsmaterial ohne weiteres erkannt und ausgemerzt hätten. Man hätte endlich durch die graphische Darstellung auch unmittelbar ersehen, dass viele der vorhandenen stündlichen Beobachtungen mit groben Fehlern behaftet sind und dass daher bis zur Ansammlung eines besseren Beobachtungsmaterials auch die Hoffnung verfrüht sei, durch Berechnung der Konstanten der Bessel'schen Formel für viele Orte eine Abhängigkeit derselben von der Lage zu erkennen und einer allgemeinen Lösung der Aufgabe sich anzunähern."

Die Feststellung der täglichen Temperaturperiode hat nicht allein den Zweck, allgemeine Gesetze für dieselbe in den verschiedenen Gegenden der Erde abzuleiten, sondern auch den, die an einzelnen Tages- oder Nachtstunden angestellten Beobachtungen zur Ableitung der wahren Tagesmittel verwenden zu können. Auf diesen Punkt werden wir noch weiter unten zurückkommen. Fig. 10 veranschaulicht den täglichen Gang der Temperatur an einer Anzahl verschieden gelegener Stationen.

Die tägliche Temperaturperiode ist eine einfache, sie hat nur ein Maximum und ein Minimum; die Differenz dieser beiden Extreme nennt man die tägliche Amplitude der Temperatur. Nach Woeikof[1]) sind es folgende Hauptumstände, welche auf die tägliche Temperaturperiode wirken: 1. die geographische Breite und die Jahreszeit; 2. die Unterlage, auf welcher die Luftsäule ruht; 3. die Entfernung von dieser Unterlage; 4. die nähere Beschaffenheit dieser Unterlage; 5. die grössere oder geringere Diathermansie der gasförmigen Bestandteile der Luft; 6. die Beimischung von Wasserteilchen in flüssiger oder fester Form (Wolken, Nebel), deren Höhe, Dichte etc.; 7. die Beimischung anderer fester Teilchen (Staub, Rauch etc.).

Von der geographischen Breite hängt unter übrigens gleichen Umständen die Amplitude der täglichen Wärmeoscillation ab, indem sie in höherer Breite geringer ist, als in niederer. Die Amplitude hängt von der Sonnenhöhe und von der Dauer der Bestrahlung ab. In kurzen Nächten wird nicht alle von der Sonne eingestrahlte Wärme wieder ausgestrahlt, es sammelt sich Wärme an und zwar um so mehr, je höher die Breite ist. Daher wird auch mit wachsender Breite die Amplitude abnehmen und am Pole selbst verschwinden. Am Aequator fallen die Sonnenstrahlen in allen Jahreszeiten mittags fast senkrecht auf, Tag und Nacht sind nahezu gleich lang und hier muss also unter übrigens gleichen Umständen die tägliche Amplitude am grössten sein.

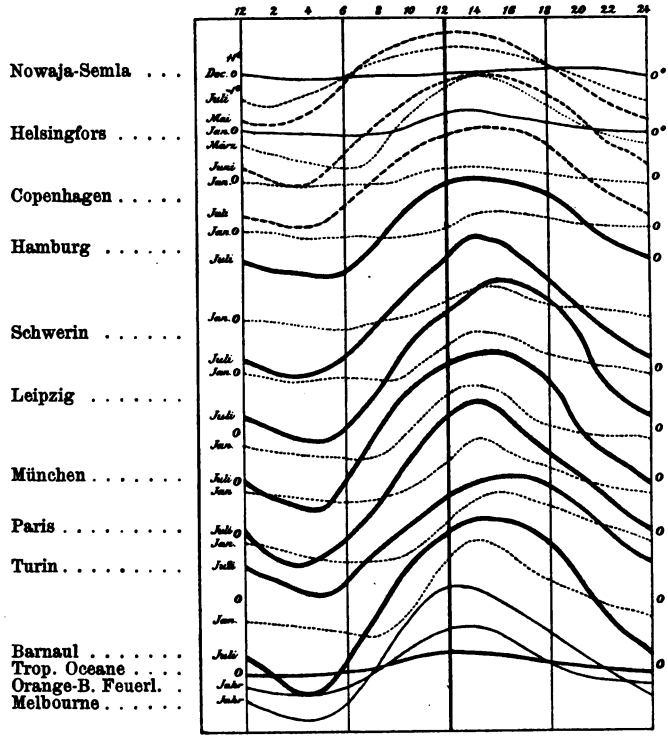
Die Zeit der zunehmenden Temperatur in der täglichen Periode ist durchschnittlich kürzer, als diejenige der abnehmenden, nur in den Sommermonaten ist sie in den höheren Breiten länger. Die beiden Extreme für die Grösse der Amplitude sowie für den Eintritt der Wendepunkte sind die rein maritime und die rein kontinentale

[1]) Woeikof: Die Klimate der Erde. Teil I. S. 153.

Digitized by Google

Lage für nahezu gleich hoch gelegene Orte. Zwischen beiden Extremen liegen unzählig viele Uebergänge, und daher die grosse Mannigfaltigkeit in der täglichen Periode in den verschiedenen Gegenden. Auf offenem Meere ist die tägliche Periode geringer, als 2° und rückt das Maximum gegen Mittag hin, um so mehr, als die Breite abnimmt, bis es an den Tropen auf Mittag fällt. Viel grösser ist die Amplitude in den Kontinenten, die grösste, in den Sandwüsten

Fig. 10.



Täglicher Gang der Lufttemperatur. Abweichung vom Tagesmittel.

beobachtete beträgt etwa 18° C. Die Wendepunkte fallen in den Kontinenten, insbesondere aber in den Sandwüsten, nach 2 Uhr Nachmittags. Dabei findet das Maximum auf dem Meere früher, in den Kontinenten später statt; das Minimum tritt auf dem Ozean bis zwei Stunden vor Sonnenaufgang ein, in den Kontinenten, insbesondere in den Sandwüsten, bei Sonnenaufgang oder kurz nachher. Im Sommer ist der Eintritt des Minimums (in Beziehung auf den Sonnenaufgang) früher, als im Winter. Die Amplitude der täglichen Temperaturschwankung hängt in der Weise von der Erhebung über dem Erdboden ab, dass sie mit der Höhe abnimmt, wobei das Maximum sich der Mittagsstunde nähert, während das Minimum sich zu ver-

Digitized by Google

frühen scheint. Die Unterschiede sind am grössten in den der Erdoberfläche unmittelbar aufliegenden Luftschichten.

Von ganz hervorragendem Einflusse auf die tägliche Periode der Temperatur ist die Bewölkung; insbesondere in Bezug auf die Amplitude der Oscillation. Die Bewölkung ist aber namentlich für mittlere und höhere Breiten ein sehr veränderliches Element, so dass es vieler Jahrgänge (20 – 30) bedarf, um normale Mittel für die Bewölkung und somit auch für die tägliche Temperaturperiode zu erhalten. In einzelnen Fällen wird der Einfluss der Tageslänge auf die Amplitude durch denjenigen der Bewölkung erheblich überwogen. Als Beispiel stellen wir die Amplitude der täglichen Temperaturoscillation in den einzelnen Monaten mit den Bewölkungsgraden für Nukuss nach einjährigen Beobachtungen und für Peking vergleichend zusammen:

Nukuss:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Amplitude	6°	11°	7°	12°	14°	16°	14°	14°	15°	14°	14°	7°
Heiterkeit (0—20)	7	16	7	10	14	16	14	18	19	16	15	7

Peking:

Amplitude	7°	9°	10°	11°	11°	10°	8°	8°	8°	10°	7°	7°
Heiterkeit	5	14	12	11	10	9	7	9	11	14	14	15

Der Parallelismus zwischen Bewölkung und den Variationen der Temperaturamplitude ist in Nukuss ein fast vollständiger, während in Peking, abgesehen von den Wintermonaten, die Beziehungen zwischen Heiterkeitsgrad und Wärmeoscillation ganz deutlich hervortreten.

Auch durch die der Luft beigemengten Bestandteile, wie Staub, Rauch etc. wird die tägliche Temperaturperiode beeinflusst, da durch jene Verunreinigungen die Diathermansie der Luft, also auch die Amplitude der Temperatur abgeschwächt wird.

Von besonderer Bedeutung ist noch der Einfluss der topographischen Lage auf die tägliche Amplitude und Periode der Temperatur. Woeikof fasst diese Einflüsse in folgenden Sätzen zusammen:

a) Eine konvexe Oberfläche (Hügel, Berg) ist eine Ursache, welche die tägliche Amplitude der Temperatur verkleinert, und zwar um so mehr, je grösser das Verhältnis der vertikalen Dimension zur horizontalen ist.

b) Eine konkave Oberfläche (Thal, Mulde) vergrössert die tägliche Amplitude der Temperatur, aber nur bis zu einem gewissen Verhältnisse der vertikalen Dimension zur horizontalen.

c) Als normal im Verhältnisse zur täglichen Amplitude kann eine ganz ebene Oberfläche gelten [1]).

In Bezug auf die tägliche Periode der Temperatur tritt das tägliche Maximum derselben auf Berggipfeln eher ein, als in Ebenen und Thälern, gerade so, wie auf den Ozeanen, wo wir es fast nur mit der Erwärmung der Luft und nicht der Unterlage zu thun haben.

Die folgende Tabelle enthält für eine Anzahl verschieden gelegener Stationen den Betrag der Temperaturamplituden für die ein-

[1]) Amplitude siehe Wild S. 144.

Digitized by Google

zelnen Monate des Jahres, woraus insbesondere der verschiedene Einfluss der maritimen und kontinentalen Lage hervorgeht.

Amplituden der täglichen Temperaturoscillationen.

	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.
Seichte Bay .	0,7	0,4	1,2	2,6	5,2	6,2	3,9	3,1	2,6	2,2	0,9	0,7
Ochotsk . . .	2,3	2,7	5,0	9,7	10,6	7,0	6,9	5,7	5,6	5,0	5,1	4,1
Barnaul . . .	3,5	3,5	7,9	9,8	9,0	10,4	10,7	10,6	10,5	10,2	7,8	4,5
Petersburg . .	0,8	1,3	2,7	4,9	5,7	7,1	6,5	6,2	6,2	4,0	2,7	1,3
Moskau . . .	1,2	1,7	3,4	4,6	5,2	6,9	7,3	7,5	7,2	5,8	4,3	2,0
Odessa . . .	2,6	3,1	3,8	5,1	7,3	8,1	9,1	9,0	8,9	7,7	5,3	3,8
Copenhagen .	0,9	1,0	2,2	3,4	4,7	6,0	6,0	5,9	5,6	4,4	2,7	1,4
Stettin . . .	2,0	1,8	2,9	4,6	7,0	8,8	7,6	7,6	8,2	6,8	4,3	2,1
Oxford . . .	2,0	2,1	2,9	4,9	7,0	8,0	7,8	8,3	7,7	6,7	4,7	3,0
München . .	3,6	4,4	5,6	7,4	9,4	9,7	9,8	10,0	9,6	9,0	7,3	4,2
Bern	3,4	4,2	6,7	5,7	8,6	9,2	8,8	9,4	8,4	9,2	5,5	4,3
Madrid . . .	6,0	7,2	9,6	9,7	11,7	11,6	13,1	14,5	14,0	12,2	9,6	8,6

Das wahre Tagesmittel der Temperatur wird aus 24stündlichen Beobachtungen in der Weise abgeleitet, dass die Summe der Beobachtungswerte einfach durch 24 dividiert wird. Indessen existieren nur von sehr wenigen Stationen stündliche Aufzeichnungen und daher hat man aus den vorhandenen 24stündigen Mittelwerten, welche sich über einen längeren Zeitraum erstrecken, die Werte abgeleitet, welche an die Mittel anzubringen sind, die aus einer Kombination von Beobachtungen an einigen Stunden erhalten wurden, um das wahre Tagesmittel zu erhalten. Aus diesen Kombinationen heben wir hauptsächlich folgende hervor:

Beobachtungsstunde:	Berechnungsformel:
6^h a. m., 2^h p. m. u. 10^h p. m.	$(6^h\,a + 2^h\,p + 10^h\,p) : 3$. (Dove's System)
7^h a. m., 2^h p. m. u. 9^h p. m.	$(7\,a + 2\,p + 9\,p) : 3$ od. $(7\,a + 2\,p + 2.9\,p) : 4$
7^h a. m., 1^h p. m. u. 9^h p. m.	$(7\,a + 1\,p + 9\,p) : 3$
8^h a. m., 2^h p. m. u. 8^h p. m.	$(\text{Max.} + 8\,a + 8\,p + \text{Max.}) : 4$; Mai bis August $\left(\frac{8\,a + 8\,p}{2} + \frac{8\,a + 2\,p + 8\,p}{3}\right) : 2$; Sept. bis April oder $(\text{Min.} + 8\,a + 2\,p + 8\,p) : 4$ oder $(8\,a + 8\,p) : 2$

Figur 11 zeigt übersichtlich die in Europa gegenwärtig angewandten Beobachtungstermine, welche auch gleichzeitig für die übrigen meteorologischen Elemente gelten. Die ersteren Beobachtungstermine (6, 2, 10) wurden bis vor einigen Jahren im preussischen meteorologischen Institute angewandt, dann aber mit der Neuorganisation dieses Institutes verlassen zu Gunsten der zweiten Kombination (7, 2, 9, Mannheimer Stundenkombination, welche auch durch Oesterreich vertreten ist), die dritte (7, 1, 9) ist in der Schweiz und Russland, die vierte (8, 2, 8) an der Seewarte, sowie in Bayern, Sachsen und der Wetterwarte in Magdeburg in Gebrauch.

Bei der Wahl der Beobachtungstermine sind dreierlei Punkte zu berücksichtigen, nämlich, ob die Kombination durch einfache Rechnung das wahre Tagesmittel ergibt, oder doch einen Wert, der demselben sehr nahe liegt, ob die Beobachtungsstunden für die Beobachter

Digitized by Google

recht bequem liegen, und endlich, ob sich das Beobachtungssystem auch den benachbarten gut anschliesst. Dabei erscheint es wünschenswert, dass die Beobachtungsstunden nach den Tageszeiten zweckmässig verteilt sind, wobei äquidistante Termine insbesondere für synoptische Meteorologie ganz besonders brauchbar sind.

Zur Beurteilung der Qualität der Stundenkombinationen in Bezug auf die wahren Tagesmittel lassen wir die Reduktionsgrössen der einzelnen Kombinationen auf wahre Tagesmittel hier folgen, wobei

Fig. 11.

folgende Stationen in Rechnung gezogen wurden (die eingeklammerten Zahlen bedeuten die Zahl der Beobachtungsjahre):

Schwerin (10), Stettin (3), Copenhagen (26), Plymouth (5), München (33), Wien (20) [1].

I. Kombination $^1/_3$ (6a + 2p + 10p)

Station	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Schwerin	— 0,08	— 0,16	— 0,08	+ 0,07	— 0,01	— 0,02	— 0,02	+ 0,03	+ 0,05	— 0,14	— 0,09	— 0,09
Stettin	— 0,06	— 0,06	+ 0,06	+ 0,23	+ 0,25	+ 0,12	+ 0,10	+ 0,20	+ 0,19	— 0,03	— 0,01	— 0,07
Copenhagen	— 0,05	— 0,07	— 0,03	+ 0,02	+ 0,16	+ 0,10	+ 0,10	+ 0,17	+ 0,12	0,00	— 0,04	— 0,04
Plymouth	— 0,03	— 0,06	+ 0,07	+ 0,23	+ 0,26	+ 0,14	+ 0,14	+ 0,27	+ 0,12	0,00	— 0,06	— 0,06
München	— 0,22	— 0,18	— 0,01	+ 0,19	+ 0,07	— 0,02	+ 0,06	+ 0,16	+ 0,14	— 0,05	— 0,16	— 0,21
Wien	— 0,11	— 0,09	+ 0,07	+ 0,27	+ 0,29	+ 0,25	+ 0,33	+ 0,33	+ 0,22	0,00	— 0,07	— 0,11

II. Kombination $^1/_4$ (7a + 2p + 2 × 9p)

Schwerin	— 0,06	— 0,10	— 0,09	— 0,12	— 0,20	— 0,26	— 0,18	— 0,13	— 0,01	— 0,07	— 0,07	— 0,08
Stettin	— 0,08	— 0,08	— 0,02	+ 0,04	— 0,13	— 0,20	— 0,22	0,00	+ 0,06	— 0,01	+ 0,02	— 0,10
Copenhagen	— 0,02	— 0,03	+ 0,01	+ 0,06	0,00	— 0,10	— 0,10	+ 0,08	+ 0,10	+ 0,03	+ 0,01	— 0,02
Plymouth	+ 0,06	0,00	+ 0,08	+ 0,09	— 0,01	0,00	+ 0,04	+ 0,11	+ 0,18	+ 0,04	— 0,02	+ 0,04
München	— 0,10	— 0,08	— 0,03	— 0,09	— 0,27	— 0,29	— 0,31	— 0,15	— 0,08	— 0,03	— 0,06	— 0,13
Wien	— 0,12	— 0,12	— 0,10	— 0,21	— 0,24	— 0,16	— 0,15	— 0,07	— 0,09	— 0,06	— 0,06	— 0,10

[1]) Die Beobachtungen für München sind entnommen aus Erk: Bestimmung wahrer Tagesmittel etc. Aus Abhandl. d. k. b. Akademie der Wissenschaften. 2. Klasse. 14. Band. 2. Abteil., die für Wien aus Hann: Ueber den Gang einiger meteorologischer Elemente in Wien. Siehe Zeitschr. der Oesterr. Gesellschaft f. Meteor. Bd. 6. S. 280.

Digitized by Google

III. Kombination 1/3 (7a + 2p + 9p)

Station	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Schwerin	— 0,11	— 0,17	— 0,23	— 0,41	— 0,58	— 0,68	— 0,61	— 0,55	— 0,36	— 0,30	— 0,13	— 0,10
Stettin	— 0,15	— 0,17	— 0,16	— 0,24	— 0,47	— 0,51	— 0,50	— 0,31	— 0,17	— 0,18	— 0,10	— 0,17
Copenhagen	— 0,06	— 0,12	— 0,14	— 0,16	— 0,25	— 0,38	— 0,39	— 0,23	— 0,16	— 0,12	— 0,07	— 0,06
Plymouth	— 0,05	— 0,12	— 0,13	— 0,26	— 0,43	— 0,40	— 0,39	— 0,25	— 0,14	— 0,18	— 0,13	— 0,08
München	— 0,26	— 0,26	— 0,24	— 0,39	— 0,70	— 0,80	— 0,78	— 0,55	— 0,41	— 0,26	— 0,24	— 0,28
Wien	— 0,19	— 0,19	— 0,18	— 0,33	— 0,46	— 0,43	— 0,38	— 0,29	— 0,27	— 0,24	— 0,15	— 0,16

IV. Kombination 1/3 (7a + 1p + 9p)

Schwerin	— 0,08	— 0,08	— 0,08	— 0,23	— 0,39	— 0,53	— 0,39	— 0,33	— 0,19	— 0,17	— 0,12	— 0,09
Stettin	— 0,11	— 0,11	— 0,10	— 0,18	— 0,42	— 0,47	— 0,42	— 0,26	— 0,13	— 0,14	— 0,10	— 0,14
Copenhagen	— 0,08	— 0,09	— 0,10	— 0,09	— 0,18	— 0,31	— 0,32	— 0,16	— 0,13	— 0,12	— 0,09	— 0,07
Plymouth	— 0,10	— 0,15	— 0,19	— 0,35	— 0,41	— 0,43	— 0,41	— 0,24	— 0,20	— 0,25	— 0,19	— 0,13
München	— 0,25	— 0,20	— 0,17	— 0,31	— 0,61	— 0,74	— 0,70	— 0,41	— 0,33	— 0,20	— 0,26	— 0,30
Wien	— 0,12	— 0,05	— 0,03	— 0,19	— 0,34	— 0,35	— 0,29	— 0,15	— 0,12	— 0,09	— 0,08	— 0,10

V. Kombination 1/2 (8a + 8p)

Schwerin	+ 0,38	+ 0,66	+ 0,70	+ 0,58	+ 0,35	+ 0,12	+ 0,14	+ 0,47	+ 0,77	+ 0,86	+ 0,45	+ 0,25
Stettin	+ 0,23	+ 0,39	+ 0,54	+ 0,47	+ 0,12	+ 0,04	+ 0,12	+ 0,61	+ 0,73	+ 0,60	+ 0,38	+ 0,20
Copenhagen	+ 0,19	+ 0,37	+ 0,45	+ 0,41	+ 0,28	— 0,02	+ 0,02	+ 0,31	+ 0,38	+ 0,38	+ 0,24	+ 0,18
Plymouth	+ 0,48	+ 0,62	+ 0,52	+ 0,40	+ 0,04	0,00	0,00	+ 0,18	+ 0,53	+ 0,68	+ 0,46	+ 0,38
München	+ 0,79	+ 0,85	+ 0,80	+ 0,38	+ 0,05	— 0,25	— 0,17	+ 0,17	+ 0,52	+ 0,84	+ 0,60	+ 0,58
Wien	+ 0,40	+ 0,64	+ 0,72	+ 0,56	+ 0,31	+ 0,23	+ 0,21	+ 0,52	+ 0,78	+ 0,92	+ 0,49	+ 0,36

VI. Kombination 1/3 (8a + 2p + 8p)

Schwerin	— 0,14	— 0,21	— 0,50	— 1,01	— 1,22	— 1,36	— 1,33	— 1,20	— 0,96	— 0,56	— 0,23	— 0,12
Stettin	— 0,22	— 0,32	— 0,48	— 0,91	— 1,38	— 1,22	— 1,17	— 1,05	— 0,76	— 0,46	— 0,19	— 0,26
Copenhagen	— 0,08	— 0,21	— 0,37	— 0,58	— 0,82	— 0,96	— 0,94	— 0,76	— 0,55	— 0,31	— 0,13	— 0,08
Plymouth	— 0,11	— 0,25	— 0,47	— 0,83	— 1,18	— 0,94	— 1,17	— 0,97	— 0,66	— 0,37	— 0,28	— 0,19

VII. Kombination 1/2 (Max. + Min.)

Petersbg. u. Helsingfors	+ 0,18	+ 0,32	+ 0,17	+ 0,04	— 0,12	+ 0,05	+ 0,09	0,00	+ 0,03	+ 0,05	+ 0,16	+ 0,21
Krakau u. Wien	+ 0,03	— 0,10	— 0,33	— 0,20	— 0,17	— 0,32	— 0,35	— 0,35	— 0,28	— 0,33	— 0,27	+ 0,07
München	— 0,05	— 0,13	— 0,23	— 0,06	+ 0,04	+ 0,10	+ 0,08	— 0,06	— 0,19	— 0,28	— 0,14	— 0,06
Hamburg 1871/75	+ 0,20	+ 0,10	0,00	0,00	+ 0,20	+ 0,40	+ 0,10	+ 0,10	— 0,10	+ 0,10	0,00	+ 0,20
Hamburg 1876/77	0,00	— 0,12	— 0,09	— 0,16	+ 0,12	+ 0,13	— 0,21	— 0,15	— 0,20	— 0,16	+ 0,02	+ 0,04

Aus den Tabellen geht hervor, dass die Kombination I, 1/3 (6 a + 2 p + 10 p) ganz gute Resultate liefert, allein bei der praktischen Anwendung dieser Stundenkombination zeigt sich der Nachteil, dass sie an die Beobachter zu grosse Ansprüche stellt. Die Anforderung, morgens schon um 6 und spät abends um 10 Uhr zu beobachten, ist sehr schwer durchzuführen, und dieses war ein Hauptgrund, weshalb diese Kombination vom preussischen meteorologischen Institute verlassen wurde [1]). Viel günstiger sind die Kombinationen II und III (7, 2, 9), welche, wenn die Abendbeobachtungen mit doppeltem Gewichte bei der Berechnung eingesetzt werden, sehr brauchbare Werte liefern. Dabei tragen diese Kombinationen den Lebensgewohnheiten der meisten Beobachter ganz besonders Rechnung und nur selten dürften die Berufspflichten der Beobachter durch diese Beobachtungstermine gestört werden.

Bei der Kombination V, 1/2 (8 a + 8 p) ist die Korrektion des Mittels gross in den Monaten September bis April, dagegen geringfügig in den 4 wärmsten Monaten Mai bis August. Umgekehrt liegen die Verhältnisse bei der Kombination VI, 1/3 (8 a + 2 p + 8 p), wo die Korrektionen für die Monate Mai bis August gross und die-

[1]) Die Gründe, warum für Preussen die Kombination 7a, 2p, 9p gewählt wurde, siehe in „Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen im Jahre 1886". Berlin 1888.

Digitized by Google

jenigen von September bis April verhältnismässig gering sind. Die in der Kombination VII, ½ (Max. + Min.) gegebenen Zahlen zeigen unter einander wenig Uebereinstimmung, indessen sind die Korrektionen wenigstens für unsere Gegenden jedenfalls gering. Für die Stationen der Seewarte kamen die Kombinationen V, VI und VII in der Weise zur Anwendung, dass ein dreifaches Mittel berechnet wurde, nämlich ½ (8a + 8p) und ⅓ (8a + 2p + 8p) und ½ (Max. + Min.). Das endgültige Monatsmittel wurde nun berechnet für die 8 Monate September bis April aus dem ersten und zweiten, und für die Monate Mai bis August aus dem ersten und dritten dieser Mittel. Wenn auch diese Mittel als angenäherte wahre zu betrachten sind, so schliessen dieselben doch einige Missstände in sich. Zunächst muss der sprungweise Uebergang vom April zum Mai, ebenso vom August zum September auf die Darstellung des jährlichen Ganges der Temperatur von einigem Einflusse sein, dann erscheint das Einsetzen des Maximums für die 2 Uhr-Temperatur nicht vorteilhaft. Einen beachtungswerten Vorschlag macht Köppen[1]), indem er folgenden Weg als den rationelleren empfahl: „Man nehme die vom Wiener Kongress empfohlene Methode der Mittelbildung aus 8a, 2p, 8p und Minimum an, erteile aber dem Minimum nicht das gleiche Gewicht, wie den übrigen Beobachtungen, sondern ein für jeden Ort und jeden Monat nach Vergleichspunkten zu bestimmendes kleineres Gewicht." Wenn m das wahre Temperaturmittel, n das arithmetische Mittel der drei Termine ist, so besteht die Relation:

$$m = n - k\ (n - \text{Min.}) \text{ also } K = \frac{n - m}{n - \text{Min}}$$

oder die Korrektion, welche an das Mittel ⅓ (8a + 2p + 8p) anzufügen ist, wird hier als proportional dem Abstande dieses Mittels vom Tagesminimum angenommen. Als mittlere Werte ergeben sich für die obigen Grössen aus den Beobachtungen von 6 Orten (St. Petersburg, Upsala, NW-Deutschland, Brüssel, München, Melbourne):

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
n — m	0,24	0,38	0,63	0,37	1,20	1,41	1,36	1,06	0,85	0,52	0,29	0,23
n — Min.	2,7	3,7	4,2	5,3	6,0	6,2	6,2	5,6	5,1	3,6	2,8	3,0
k	0,088	0,113	0,147	0,180	0,202	0,227	0,217	0,195	0,170	0,137	0,095	0,080

Mittlere Abweichung von

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
n — m	0,12°	0,12°	0,21°	0,20°	0,21°	0,24°	0,27°	0,21°	0,22°	0,19°	0,15°	0,13°
k	0,030	0,030	0,017	0,010	0,008	0,010	0,007	0,012	0,023	0,020	0,032	0,037
desgl. × mittl. (n — m)	0,08°	0,07°	0,07°	0,05°	0,05°	0,06°	0,04°	0,007°	0,11°	0,07°	0,09°	0,09°

„Die mittlere Abweichung von n — m, also der Korrektion für ⅓ (8a + 2p + 8p), ist hiernach sehr bedeutend, viel grösser, als die der Kombinationen ⅓ (6a + 2p + 10), ¼ (7a + 2p + 2 . 9p) etc. und fast so gross, wie jene von ½ (8a + 8p), nämlich im Jahres-

[1]) Köppen: „Die Ableitung wahrer Tagesmittel der Temperatur aus den Beobachtungsstunden 8h a. m., 2h p. m. und 8h p. m. In Ann. der Hydrogr. u. mar. Met. Jahrg. 1888. S. 341.

Digitized by Google

mittel 0,19. Allein da diese Unsicherheit sich zusammensetzt aus jener des Faktors k und jener der Differenz n — Min., die letztere aber bei der hier gemachten Voraussetzung fortfällt (weil diese Differenz ja aus den Beobachtungen selbst bestimmt wird), so schrumpft sie bei Anwendung der hier vorgeschlagenen Methode sehr zusammen. Für die Durchschnittsgrössen von n — Min. ergibt sich diese Unsicherheit, wenn man die letztere mit der mittleren Abweichung von k multipliziert; diese Werte gibt die letztere Zahlenreihe. Das Jahresmittel derselben ist 0,073° C., also genau dieselbe Grösse, wie sich für die Kombination $^1/_3$ (6a + 2p + 10p) ergeben hatte, und noch etwas günstiger, als ich sie s. Z. für $^1/_3$ (7a + 2p + 9p) fand. In den Monaten November bis März ist zwar die mittlere Abweichung von k vergleichsweise gross, aber die Aenderung von k mit der Breite verläuft ziemlich regelmässig, so dass also die wirkliche Unsicherheit der Gesamtkorrektion noch erheblich geringer ist; nur im September ist die mittlere Abweichung zugleich gross und unregelmässig. Wir erreichen also mit den Werten für 8a, 2p, 8p und dem Temperaturminimum mindestens ebenso gute klimatische Mittelwerte, wie aus den gebräuchlichsten anderen Kombinationen dreimaliger täglicher Beobachtungen."

Oft aber liegen von einer Station nur die 3 Terminbeobachtungen 8a, 2p und 8p vor. In diesem Falle kann man in ganz ähnlicher Weise verfahren, indem man den beiden äquidistanten Mitteln gleiches Gewicht gibt, und das Gewicht der extremen Stunde, hier 2p, empirisch feststellt. Man wählt die extremere Stunde, um die Möglichkeit zu haben, in allen Fällen den Mittelwert dem Tagesmittel genau gleich machen zu können.

Bezeichnen wir das Mittel $^1/_2$ (8a + 8p) mit q, so ist

$$m = q + c\,(2p - q) \text{ also } c = \frac{m - q}{2p - q}$$

Als Wert dieses Faktors c findet Köppen aus den Beobachtungen an den Stationen St. Petersburg, Upsala, NW-Deutschland, Brüssel, München und Melbourne:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
0,22	0,21	0,18	0,10	0,02	— 0,04	— 0,03	0,08	0,15	0,20	0,22	0,22

Die mittlere örtliche Abweichung beträgt:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
m — q	0,28	0,17	0,10	0,05	0,15	0,22	0,18	0,17	0,15	0,14	0,19	0,24
c	0,008	0,010	0,022	0,017	0,038	0,062	0,052	0,035	0,018	0,013	0,017	0,008
desgl. × (2p — q)	0,02	0,03	0,09	0,07	0,15	0,24	0,19	0,15	0,08	0,05	0,05	0,02
m — q	0,30	0,30	0,19	0,15	0,22	0,26	0,21	0,20	0,21	0,20	0,21	0,27

Also in den 6 Monaten von September bis Februar ist die vorgeschlagene Korrektion bedeutend sicherer, als die einfache Addition einer Korrektionsgrösse an das Mittel aus 8a und 8p. „In den 6 Monaten März bis August bietet hingegen das einfache, ohne Rücksicht auf 2p korrigierte Mittel aus 8a und 2p in dieser Hinsicht ungefähr dieselbe Sicherheit, und wird erst durch Hinzunahme des Minimums resp. der Kombination n — k (n — Min.) der mittlere

Digitized by Google

Fehler des Resultats in bedeutendem Grade, im Juni und Juli um etwa 70% seiner Grösse verringert."

Bereits früher, im Jahre 1794, war von Mohn die Formel $m = \frac{8a + 2p + 8p + \alpha \text{ Min.}}{3 + \alpha}$ vorgeschlagen und seitdem vom norwegischen Institute angewendet worden, auffallender Weise aber nur für Stationen jenseits des Polarkreises [1]).

Die jährliche Periode der Temperatur.

Die mittleren Tagestemperaturen aller Tage im Jahre geben die jährliche Periode der Lufttemperatur eines Ortes. Allein der Gang dieser Periode zeigt selbst bei Anwendung von 100jährigen Beobachtungen zur Mittelbildung noch Unregelmässigkeiten, welche von den unperiodischen Veränderungen der Temperatur herrühren. Daher scheint es sich zu empfehlen, namentlich bei kürzeren Beobachtungsreihen, eine rechnerische oder graphische Ausgleichung der Mittel vorzunehmen und so die Unregelmässigkeiten zu entfernen. Es empfiehlt sich, bei nicht sehr langen Beobachtungsreihen sich darauf zu beschränken, die jährliche Periode einfach durch die Monatsmittel darzustellen.

Unter Amplitude der jährlichen Periode versteht man in der Regel den Temperaturunterschied des wärmsten und des kältesten Monats, obgleich eigentlich die Amplitude durch den Unterschied des durchschnittlich wärmsten und kältesten Tages bestimmt wird. Indessen ist diese Ungenauigkeit von geringer Bedeutung, da die durchschnittliche Aenderung der Temperatur in den extremen Monaten verhältnismässig gering ist. Ausserdem können die Wendepunkte der Temperatur nur durch sehr lange Beobachtungsreihen festgelegt werden.

Wie bei der täglichen Periode ist auch bei der jährlichen der Gang der Temperatur ein einfacher, d. h. es existiert nur ein Maximum und ein Minimum, und zwar für die nördliche Hemisphäre ersteres im Juli, letzteres im Januar, für die südliche Hemisphäre umgekehrt. Das Maximum tritt nicht gleichzeitig mit dem höchsten Stande der Sonne ein, sondern verspätet sich um etwa einen Monat, und ebenso findet das Minimum um einen Monat nach dem Wintersolstitium statt. Dabei zeigt sich die grösste Verspätung beim Eintritt der Maxima und Minima auf den Meeren und deren Umgebung, insbesondere dort, wo sich grosse Eismassen befinden, und zwar wegen der grossen Wärmekapazität des Wassers und des Einflusses der Aenderung des Aggregatzustandes.

Die unten stehende Tabelle (S. 38) gibt für einige Stationen die mittlere Temperatur für die Monate Januar, April, Juli und

[1]) Zeitschr. der Oesterr. Gesellschaft. Jahrg. 1884. S. 153 und Jahrb. des norw. meteor. Instit. 1884. S. XII.

Digitized by Google

Oktober, welche die mittleren Monate der vier Jahreszeiten sind, sowie die mittlere Jahrestemperatur und die jährliche Amplitude. Vergleicht man die Werte der maritimen Stationen mit denjenigen der kontinentalen, so wird man finden, dass an ersteren die Amplituden erheblich kleiner sind, als an letzteren.

Am Aequator ist unser und der südhemisphärische Sommer nicht die Zeit der grössten Wärme. Entsprechend dem höchsten Stande der Sonne sind hier die Frühlings- und Herbstmonate am wärmsten, dagegen die Sommer- und Wintermonate die kältesten, so dass also die jährliche Periode zwei Maxima und zwei Minima zeigt, die um so ausgesprochener sind, je näher der Ort am Aequator liegt. Da nun aber am Aequator der Unterschied zwischen Tag- und Nachtlänge sehr gering ist, und die Richtung der Sonnenstrahlen während des ganzen Jahres von der Senkrechten nur wenig verschieden ist, so ist die Amplitude der jährlichen Periode in den Tropen nur sehr gering.

Der Unterschied der Tageslänge und der Erwärmung in den einzelnen Monaten des Jahres wächst vom Aequator nach den Polen hin und also müsste auch die jährliche Amplitude der Temperatur mit der Entfernung vom Aequator nach den Polen hin zunehmen, wie umgekehrt die tägliche abnimmt. Dieses ist nun auch im allgemeinen der Fall, allein die Eigenartigkeiten der Erdoberfläche, insbesondere der Einfluss von Land und Meer, bedingen in den einzelnen Gebieten ausserordentliche Verschiedenheiten sowohl in der jährlichen als auch in der täglichen Amplitude der Temperatur. In dem zweiten Teile der Tabelle sind die Temperaturangaben einiger Stationen nach der Breite geordnet worden. Die Stationen von Nowaja Semlia bis Biskra gehören der nördlichen, die übrigen der südlichen Hemisphäre an. Man sieht hier sehr auffallend den Einfluss der kontinentalen und maritimen Lage hervortreten. Sehr deutlich zeigt diese Unterschiede ein Vergleich der Orte Biskra in der Sahara und Madeira. Die grössten jährlichen Amplituden entfallen auf die trockenen Gebiete im Inneren Asiens, Afrikas, Australiens, sowie auf die Plateaus von Nordamerika. Die grösste bekannte jährliche Amplitude auf unserer Erde findet sich im nordöstlichen Sibirien. Nach unserer Tabelle beträgt in Werchojansk die mittlere Amplitude 66°; als absolutes Minimum wurde hier beobachtet — 68°, als Maximum + 30°, so dass also die absolute Schwankung in dem jährlichen Gange der Temperatur nahezu 100° beträgt.

Um den Einfluss der maritimen und kontinentalen Lage ganz auffällig hervortreten zu lassen, habe ich eine Reihe von Stationen in der Nähe des 52. Breitegrades so gewählt (siehe erster Teil der Tabelle), dass dieselben, von West nach Ost fortschreitend, in einem Streifen liegen, welcher in der Nähe des 52. Breitegrades quer durch den europäisch-asiatischen Kontinent verläuft. Die stetige Zunahme der Amplitude nach Osten hin ist hier ausserordentlich deutlich ausgesprochen.

Die Amplitude wächst bis nach dem äussersten Osten Asiens hin, in Nertschinsk (Hüttenwerk) hat sie 48° erreicht, dann weiter

Digitized by Google

ostwärts nimmt sie wieder ab, am Amur beträgt sie noch 40°, und auf Kamtschatka ist sie auf 23° herabgesunken.

In der ersten Rubrik unserer Tabelle sind für die einzelnen Stationen die Seehöhen angegeben; vergleicht man diese mit den Amplituden, so erkennt man leicht, dass, ebenso wie bei der täglichen Periode, die Amplitude mit der Seehöhe abnimmt, so dass also die Entfernung von der Erdoberfläche im allgemeinen dieselbe Wirkung ausübt, wie die Annäherung an das Meer.

Ort	See-höhe	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr	Ampl.
Valentia, Irland . . .	7	6,1	9,6	15,6	11,6	10,2	9,5
Greenwich	48	3,5	9,5	17,7	11,1	10,3	14,2
Hamburg	26	— 0,4	7,6	17,3	8,9	8,5	17,7
Brocken	1142	— 5,4	0,7	10,7	4,0	2,4	16,1
Berlin	48	— 0,8	8,5	18,8	9,7	9,0	19,6
Theodulpass	3300	— 12,7	— 8,2	1,7	— 4,8	— 6,4	14,4
Warschau	120	— 4,5	7,3	18,8	8,1	7,4	23,3
Kursk	210	— 10,2	4,9	19,6	5,8	5,0	29,8
Orenburg	110	— 15,3	3,2	21,6	3,8	3,3	36,9
Akmolinsk	310	— 18,2	1,8	20,4	2,0	1,5	38,6
Semipalatinsk	180	— 20,1	3,2	22,5	3,0	2,4	40,7
Irkutsk a. Baikalsee . .	460	— 29,4	2,4	18,6	1,1	0,0	38,7
Nertschinsk, Hüttenw. .	660	— 23,2	— 0,6	18,4	— 1,7	— 3,7	47,8
Nikolajewsk a. Amur .	20	— 8,4	— 3,2	16,5	1,5	— 2,7	39,7
Petropawlowsk . . .	10	— 50,5	— 0,9	14,6	4,4	2,3	23,0
Werchojansk	50	— 18,2	— 15,1	15,4	— 13,9	— 17,1	65,9
Nördlich von N. Semla .	0	— 23,8	— 18,8	+ 1,6	— 17,2	— 15,8	25,4
Vardö	10	— 5,7	— 1,8	8,7	1,6	0,6	14,4
Skudernals	4	1,4	4,7	13,7	8,3	7,0	12,3
Upsala	24	— 4,8	2,6	16,5	5,2	4,8	21,3
Kopenhagen	13	— 0,1	5,7	16,6	8,2	7,4	16,7
München	530	— 3,0	7,4	17,2	8,0	7,4	20,2
Rom	31	7,3	13,8	24,7	16,6	15,5	17,4
Lissabon	102	10,3	14,6	21,2	16,9	15,6	11,0
Palermo	klein	10,9	14,9	24,9	19,3	17,6	14,0
Madeira	klein	15,9	17,1	21,9	20,7	18,8	6,0
Biskra, Sahara . . .	125	10,1	18,9	32,2	20,0	20,3	22,1
Chinchoxo, Loango . .	klein	25,2	25,4	21,7	24,7	24,4	4,6
St. Helena	13	23,0	23,4	18,8	19,9	21,3	5,1
Kapstadt	12	20,4	17,2	12,6	16,2	16,5	7,8
Süd-Georgien	klein	4,6	0,5	— 2,3	1,3	1,4	6,9

Vergleichen wir ferner in unserer Tabelle die extremen Monatsmittel untereinander und mit den Amplituden, so sehen wir einerseits, dass die Schwankungen der Minima viel beträchtlicher sind, als diejenigen der Maxima. Die ersteren extremen Schwankungen betragen nach unserer Tabelle — 50,5° und 6,1°, die letzteren + 1,7° und + 22,5°, oder 56,6° beziehungsweise 24,2°. Hiernach haben die Minima einen grösseren Einfluss auf die Amplituden, als die Maxima, und so entsprechen die tieferen Minima auch den grösseren täglichen und jährlichen Amplituden.

Bezüglich der Eintrittszeiten der Maxima und Minima stellt Wild eine für das russische Reich fast allgemein gültige Regel auf, dass bei den maritim gelegenen Orten das Jahresminimum nach dem 22. Januar und das Jahresmaximum nach dem 22. Juli und bei den kontinental gelegenen Orten vor diesen Terminen eintreten.

Digitized by Google

Nicht periodische Aenderungen der Temperatur.

Die täglichen synoptischen Karten zeigen, dass die Schwankungen der Temperatur und ihre Abweichung vom Normalwerte stets über einem grösseren Gebiete in der Weise verbreitet sind, dass an irgend einer Stelle die Schwankung oder Abweichung am grössten ist und von dort aus nach allen Richtungen abnimmt, bis sie nach und nach verschwindet und in die entgegengesetzte übergeht. Schon vor mehr als 30 Jahren vor Veröffentlichung der ersten Wetterkarten war Dove durch eingehende Untersuchungen über die gleichzeitige Verteilung der Temperatur über die Erdoberfläche zu dieser Erkenntnis gekommen und er hatte gezeigt, dass die Abweichungen der Temperaturmittel von den Normalwerten an benachbarten Orten für gleiche Zeitabschnitte nahezu konstant bleiben, woraus eine Methode abgeleitet werden konnte, Temperaturbeobachtungen auf eine Normalperiode zu reduzieren. Dove bildete die Abweichungen jedes einzelnen Monats in den verschiedenen Jahrgängen von dessen allgemeiner Mitteltemperatur der ganzen Beobachtungsreihe und vereinigte alle Abweichungen — gleichgültig ob positiv oder negativ — zu einem Mittel, welches also die mittlere Abweichung der Monatstemperatur von ihrem Mittelwerte darstellte (mittlere Anomalie). Die Anomalien sind am kleinsten in den niederen Breiten, dann auf den Meeren, sofern dieses eisfrei ist, dagegen am grössten im Innern der Kontinente. Die Anomalien sind ferner grösser in den eigentlichen Wintermonaten, kleiner im Spätsommer. Die grösste Anomalie kommt in den Wintermonaten in Westsibirien vor.

Eine sehr lehrreiche Anwendung der Erkenntnis der Thatsache, dass die Temperaturanomalien benachbarter Stationen viel konstanter als die Temperaturmittel selbst sind, machte Hann bei seiner Untersuchung über die Temperaturverhältnisse der österreichischen Alpenländer[1]), indem er die Temperaturdifferenzen benachbarter Stationen für jeden Monat jedes Jahres von ihren Normalwerten ableitete. Er fand auf diese Weise ein vortreffliches Hilfsmittel nicht allein für die Reduktion der Stationen auf gleiche langjährige Reihen, sondern auch zur Kontrolle der Beobachtungen und Berechnungen, insbesondere aber zu Entdeckungen von Aenderungen in der Beobachtungsreihe, welche dieselbe nicht homogen sein lassen. Hann zeigt, dass zur Verringerung des wahrscheinlichen Fehlers auf 0,1° C. beim Temperaturmittel in einem Wintermonate 200—300 Jahre, in einem Sommermonate gegen 100 Jahre erforderlich sind, dass dagegen für die Temperaturdifferenzen zweier Orte bis zu Entfernungen von 1000 km oder Höhendifferenzen von 5000 m viel kürzere Reihen genügen, wie die nachstehende Tabelle zeigt:

Jahre nöthig für Wahrscheinl. $= \pm 0{,}1°$ C.

---

[1]) Hann: Die Temperaturverhältnisse der Oesterreichischen Alpenländer. Sitzungsber. der Wiener Akad. l. Th. Nov. Heft 1884.

Digitized by Google

Entfernung	50	100	200	300	400	500 km
Winter	12	18	33	53	77	107
Sommer	6	8	13	19	25	33

Höhendifferenz	250	500	750	1000	1500	2000 m
Winter	16	29	44	63	110	172
Sommer	6	7	9	11	15	19

Also eine Höhendifferenz von 250 m ist schon nahe äquivalent einer Entfernung von 1000 km.

Die obigen Zahlen wurden erhalten durch nachstehende Formeln, in welchen die mittlere Veränderlichkeit (V) der Temperaturdifferenzen der Monatsmittel als Funktion der Entfernung E (in km) und des Höhenunterschiedes $\triangle$ H dargestellt ist:

Winter	$V = 0{,}32^0 + 0{,}00180\ E + 0{,}0617\ \triangle H$
Sommer	$V = 0{,}25^0 + 0{,}00086\ E + 0{,}0138\ \triangle H$
Mittel aller Monate	$V = 0{,}28^0 + 0{,}00131\ E + 0{,}0283\ \triangle H$

Die Frage nach den Ursachen dieser unperiodischen Temperaturerscheinungen ist bis jetzt noch nicht genügend beantwortet worden. Wahrscheinlich ist die Ursache zu suchen in unregelmässigen Wärmeverhältnissen der niederen Breiten, wodurch, wie wir weiter unten noch des Näheren besprechen werden, der Gang der oberen Luftströmungen modifiziert wird und die Bildung der barometrischen Maxima und ihre Beständigkeit in höheren Breiten beeinflusst wird. Hiernach dürfte aussergewöhnliche Erwärmung der Tropen im Sommer eine Tendenz zur Bildung barometrischer Maxima über den Meeren, im Winter über den Kontinenten in unseren Breiten zur Folge haben. Allein die Erforschung dieser Verhältnisse sind ausserordentlich schwierig, weil Beobachtungen aus den Tropen nur vereinzelt (so besonders aus Indien) vorhanden sind.

Einen sehr geeigneten Massstab für die Veränderlichkeit der Temperatur eines Ortes im Vergleich mit einem anderen gibt die mittlere Grösse der Veränderung von einem Tage zum anderen. Man nimmt den Unterschied zwischen den täglichen Temperaturmitteln je zweier aufeinander folgender Tage, und zwar ohne Rücksicht auf das Vorzeichen, addiert die Differenzen aller Monatstage und dividiert die Summe durch die Anzahl der Tage. Hierbei wird die tägliche Periode fast vollständig eliminiert, während die jährliche Periode als sehr gering ohne Bedenken vernachlässigt werden kann.

Nach den Rechnungen von Kremser ist, um die Veränderlichkeit bis auf $0{,}1^0$ zu bestimmen, ein Zeitraum von Jahren erforderlich:

für	Januar	April	Juli	Oktober
Klaussen	31	—	4	—
Königsberg	24	—	—	—
Emden	5	3	4	2
Köln	6	—	—	—

Die folgende Tabelle enthält für eine Reihe von Stationen die mittlere Veränderlichkeit von Tag zu Tag. Die Angaben für Nord-

Digitized by Google

und Mitteldeutschland sind einer Arbeit von Kremser[1]), die übrigen aus einer solchen von Hann[2]) entlehnt (s. Tabelle S. 42).

Nach der Tabelle ist die Veränderlichkeit am geringsten in den Tropen (in Georgetown beträgt das Jahresmittel nur 0,6°), wächst dann mit zunehmender Breite in sehr unregelmässiger Weise und erreicht etwa unter dem 50. Breitegrad ein Maximum einerseits in Nordamerika und andererseits etwas südlicher in Westsibirien (Hudsonbai 4,0°, Barnaul 3,4°). Von diesen Maximalgebieten nimmt die Veränderlichkeit nach allen Richtungen ab, auch nach dem Pol hin. Die Veränderlichkeit ist im Innern der Kontinente grösser, als in der Meeresnähe, grösser an den östlichen Ufern, als an den westlichen, grösser in der Höhe, als an der Erdoberfläche. Beim Vergleich der südlichen Hemisphäre mit der nördlichen erhielt Hann das bemerkenswerte Resultat:

Südliche Hemisphäre 1,8° für 33,6° Breite,
Nördliche „ 1,8° „ 49,3° „

Was nun speziell die Veränderlichkeit der Temperatur von Tag zu Tag in Deutschland betrifft, so lässt sich hier eine gesetzmässige Verteilung nicht verkennen. Die grösste Veränderlichkeit fällt auf die Gebirgsgegenden (Riesengebirge 2,4), nach den Küsten der Nord- und Ostsee nimmt die Veränderlickheit ab, am geringsten ist sie auf den Nordseeinseln, wo sie bis auf 1,1° herabgeht (Helgoland 1,13). Also nimmt auch in Deutschland die Veränderlichkeit zu mit der Entfernung vom Meere und der Erhebung über der Erdoberfläche.

Eine engere Beziehung zwischen mittlerer Jahrestemperatur und mittlerer Veränderlichkeit scheint nicht zu existieren, wie folgende Zahlen zeigen:

	Sitka	Kapstadt	Oxford	Sidney	Helsingfors	Melbourne	Nikolaj.	Maritzburg
Veränd.	1,3	1,3	1,7	1,7	1,9	1,9	2,2	2,2
Temp.	6,2	16,7	9,2	17,2	4,1	14,4	— 2,6	18,2

	Nertschinsk	Washington	Jakutsk	Marietta
Veränd.	2,5	2,5	2,7	2,7
Temp.	— 3,1	16,5	— 10,9	11,4

Die jährliche Amplitude der Veränderlichkeit ist im allgemeinen gering, das Maximum tritt meistens im Dezember ein, wogegen das Minimum in die wärmere Jahreszeit zu fallen pflegt. Nach Kremser ist in Deutschland das Maximum im Dezember durchaus vorwiegend, während die geringste Veränderlichkeit innerhalb ganz Norddeutschland fast ausschliesslich auf den September fällt, nur im eigentlichen Mitteldeutschland auf den August. „Der Herbstanfang zeichnet sich also durch sehr gleichmässigen Verlauf der Temperaturverhältnisse aus und man kann auch im Hinblick darauf sehr wohl sagen: im Herbste schläft die Natur ruhig ein. Ein fieberhaftes Erwachen im

[1]) Kremser: Die Veränderlichkeit der Lufttemperatur, in Abh. des kgl. Preuss. met. Instit. Bd. I, 1.

[2]) Hann: Ueber die Veränderlichkeit der Tagestemperatur. Sitzungsber. der Wiener Akad. d. W. LXXI, II. Abteil. April 1885. Vergl. Zeitschr. d. Oest. Ges. Jahrg. 1846. S. 337.

Digitized by Google

Mittlere Veränderlichkeit der Temperatur von Tag zu Tag.

	Beob. Jahre	See-höhe	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr
Kairo	4	—	0,9	1,1	1,5	1,5	2,0	1,9	1,4	0,7*	0,8	0,8	0,7*	0,9	1,2
Neapel	3	149	1,2	0,9	0,9	0,9	1,2	1,3	1,1	0,9	0,8*	0,9	1,1	1,1	1,0
Madrid	6	655	1,7	1,5	1,2*	1,5	1,8	1,8	1,9	1,6	1,8	1,6	1,4	1,3	1,6
Lissabon	8	102	1,4	1,1	1,0	0,9*	0,9*	1,1	1,2	1,4	1,2	1,1	1,2	1,1	1,1
Oxford	10	64	2,1	1,9	1,7	1,6	1,6	1,7	1,5	1,3*	1,4	1,4	1,9	2,0	1,7
Paris	10	—	2,0	1,9	1,8	1,8	1,8	1,8	1,9	1,8	1,8	1,5*	1,7	1,9	1,5
Oestliche Ostseeküste (4 St.)			2,2	2,1	2,0	1,4	1,6	1,8	1,7	1,5	1,3	1,3*	1,4	1,6	1,67
Westliche Ostseeküste (6 St.)			1,7	1,4	1,7	1,4	1,5	1,4	1,7	1,4	1,3	1,2	1,4	1,5	1,47
Nördliche Küste (5 St.)			1,7	1,4	1,6	1,3	1,4	1,3	1,6	1,5	1,2	1,0	1,3	1,5	1,40
Oestliches Binnenland (5 St.)			2,4	2,2	2,1	1,8	1,9	1,9	1,9	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,89
Mitteldeutschland (6 St.)			2,2	1,9	2,1	1,7	1,7	1,7	1,9	1,8	1,4	1,6	1,7	1,6	1,77
Westliches Binnenland (6 St.)			2,0	1,8	2,0	1,8	1,8	1,7	1,8	1,9	1,5	1,5	1,6	1,7	1,76
Riesengebirge (3 St.)			2,6	2,6	2,4	2,5	2,2	2,6	2,4	2,3	2,0	2,0	2,1	2,4	2,35
Stuttgart	8	270	2,2	2,1	2,0	1,8	1,8	1,8	1,9	1,8	1,5	1,6	1,6	1,8	1,8
München	10	479	2,2	2,8	2,3	1,9	1,9	2,1	2,2	2,2	1,8	1,6	1,6	2,1	2,1
Rigi	6	1784	2,7	2,9	2,7	2,0	2,2	2,0	2,2	2,4	2,6	2,2	2,3	2,7	2,4
Zürich	6	480	2,2	2,1	1,9	1,7	1,7	1,8	2,1	1,9	1,6	1,6	1,6	1,9	1,8
Wien	10	194	2,0	2,1	2,0	1,8	1,9	1,8	1,9	1,9	1,8	1,7	1,5	1,8	1,9
Hammerfest	5	—	2,6	2,6	2,9	2,4	1,5	1,7	2,1	1,7	1,6	1,4	1,9	2,2	2,1
Archangelsk	10	—	3,5	4,7	3,3	3,1	2,5	3,0	2,9	2,2	2,0	1,8	2,0	2,6	2,8
Petersburg	10	—	3,0	3,3	3,3	2,8	1,8	2,2	1,7	1,5	1,2	1,7	1,8	2,3	2,2
Orenburg	10	120	4,3	4,4	4,1	3,2	2,2	2,5	2,3	2,0	2,1	2,3	2,6	3,3	2,9
Barnaul	10	147	5,6	4,9	4,7	4,0	2,6	3,1	2,4	1,9	1,8	2,5	3,1	5,0	3,5
Irkutsk	10	413	3,7	2,8	2,8	2,5	2,2	2,5	2,5	2,0	1,9	2,1	2,4	3,7	2,6
Nertschinsk	5	592	3,3	2,7	2,8	3,0	2,4	2,6	2,1	1,3	1,5	1,9	2,7	3,5	2,5
Nicolajewsk	3	—	3,2	2,8	3,1	2,3	1,9	1,5	2,1	1,7	1,2	1,3	2,0	3,3	2,2
Peking	5	—	2,2	1,8	2,0	2,2	1,8	2,4	2,0	1,8	1,4	1,4	1,6	2,0	1,9
Arkt. Archipel (5 St.)	7	—	3,1	3,1	2,6	2,5	2,6	1,6	1,0	1,3	0,9	1,8	2,8	3,1	2,2
Jakobshafen	5	—	3,2	3,4	3,1	3,2	2,4	1,7	1,9	1,5	1,5	1,9	2,3	2,8	2,4
Toronto	6	104	3,7	3,8	3,8	2,7	2,2	2,1	2,1	2,0	1,8	2,5	2,3	2,5	2,6
Washington	10	240?	3,6	3,7	3,7	3,3	2,7	2,0	1,4	1,1	1,2	1,6	2,6	3,5	2,5
Georgetown	6	—	0,7	0,5	0,5	0,4	0,6	0,8	0,7	0,8	0,7	0,4	0,5	0,7	0,6
Kapstadt	4½	—	1,2	1,2	1,3	1,3	1,4	1,2	1,5	1,4	1,4	1,1	1,3	1,1	1,3
Melbourne	6	—	2,3	2,8	1,9	2,0	1,6	1,4	1,3	1,3	1,4	2,0	2,2	2,6	1,9
Moose Fact. Huss.	1½	—	6,2	5,7	5,5	5,1	3,4	4,4	4,4	3,2	3,0	2,8	2,4	2,2	4,0
Winnipeg	7	205	4,6	6,2	4,9	4,1	3,3	3,6	2,9	2,7	2,6	2,9	3,2	4,0	3,8
St. Louis	6½	147	4,2	3,8	4,1	4,2	3,5	2,6	2,2	1,9	1,8	2,5	2,6	3,7	3,1
St. Franzisko	9	—	1,4	1,4	1,5	1,2	1,3	1,2	1,0	0,7	0,8	1,2	1,6	1,4	1,2
New Orleans	2	—	2,9	3,6	3,1	2,6	2,4	1,5	1,7	1,1	1,1	0,8	2,2	2,4	2,1
Salt Ponds (Florida)	4	—	1,9	2,7	2,3	2,1	1,5	1,1	0,7	0,9	0,7	0,8	1,1	1,8	1,5

Digitized by Google

Frühjahr jedoch, wie man es a priori erwartet hätte, zeigt sich hier keineswegs; im Gegenteil macht sich in den Frühlingsmonaten ein sekundäres Minimum geltend, das an der Küste und besonders im Osten auf den März fällt, weiter westlich sich auf März, April und Mai verteilt und endlich im westlichen Binnenland sich am deutlichsten im Mai ausdrückt. Die sprichwörtliche Veränderlichkeit des April gilt somit bezüglich der Temperatur ebenfalls nicht. April und nächst ihm der September repräsentieren mit ihrem absoluten Betrage der Temperaturveränderlichkeit einen gewissen mittleren Wert.

Beiläufig sei noch erwähnt, dass Kremser einen Zusammenhang der Temperaturveränderlichkeit mit der Sterblichkeit wahrscheinlich macht, so zwar, dass die Sterblichkeit zunimmt mit der Grösse der Temperaturveränderlichkeit sowohl in Bezug auf die jährliche Periode, als auch auf die geographische Verteilung, ein Ergebnis, dessen genauere Untersuchung für die Medizin von grosser, praktischer Wichtigkeit sein dürfte, insbesondere für die Auswahl gebirgiger oder maritim gelegener Kurorte.

Es dürfte interessant sein, die mittlere Grösse derjenigen Aenderungen zu kennen, welche von einer bestimmten Stunde bis zu derselben Stunde des folgenden Tages, also innerhalb 24 Stunden, einzutreten pflegen. Wir geben daher eine Tabelle für den Gang der Veränderlichkeit in der kälteren und in der wärmeren Jahreszeit und zwar für Hamburg nach Kremser, für Barnaul nach Wahlén[1]):

	1h	2h	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
					Vormittags								
Hamburg 1878/79													
Wärm. Jahresz.	1,87	1,93	1,98	2,01	1,91	1,78	1,74	1,70	1,76	1,92	2,06	2,09	
Kält. Jahresz.	2,20	2,24	2,30	2,30	2,33	2,36	2,40	2,35	2,31	2,22	2,08	1,97	
Barnaul 1853/62													
Wärm. Jahresz.	3,1	3,1	3,2	3,3	3,2	3,0	2,7	2,6	2,7	3,0	3,1	3,2	
Kält. Jahresz.	5,8	5,9	6,1	6,2	6,3	6,4	6,3	6,2	5,8	5,4	4,9	4,6	
					Nachmittags								Mittel
Hamburg													
Wärm. Jahresz.	2,11	2,11	2,16	2,03	2,12	2,11	2,05	1,94	1,93	1,88	1,87	1,87	1,96
Kält. Jahresz.	1,94	1,91	1,89	1,89	1,91	1,94	1,96	1,98	2,04	2,12	2,14	2,16	2,12
Barnaul													
Wärm. Jahresz.	3,3	3,3	3,4	3,4	3,3	3,1	2,9	2,8	2,8	2,9	3,0	3,1	—
Kält. Zahresz.	4,4	4,4	4,4	4,4	4,5	4,7	4,9	5,1	5,3	5,5	5,6	5,7	—

Der Charakter beider Reihen ist im ganzen übereinstimmend: an beiden Stationen ist der Gang der sommerlichen und winterlichen Kurve fast genau entgegengesetzt. Bemerkenswert ist die Thatsache, dass in den Tagesstunden die Temperatur am veränderlichsten ist, wo sie den extremen Werten nahe ist.

[1]) Wahlén: Wahre Tagesmittel und tägliche Variationen der Temperatur an 18 Stationen des Russischen Reiches. Repertorium der Met. Suppl.-Bd. III. 1887.

Digitized by Google

Die mittleren Anomalien der Monatstemperatur und die Veränderlichkeit der Temperatur von Tag zu Tag sind voneinander sehr verschieden, was schon aus den bereits besprochenen Thatsachen hervorgeht, dass auf der südlichen Hemisphäre die Veränderlichkeit im Verhältnis zur Anomalie so ausserordentlich gross ist und dass die Veränderlichkeit mit der Erhebung über der Erdoberfläche zunimmt, also gerade umgekehrt wie die Anomalie. Zur Vergleichung möge folgende Tabelle nach Woeikof dienen, in welcher bedeutet: A Veränderlichkeit der Temperatur von Tag zu Tag, B mittlere Anomalie, C. Verhältnis:

	Neapel	Oxford	Leipzig	Petersburg	Archangelsk	Barnaul	Nertschinsk	Toronto
A	1,0	1,7	1,8	2,2	2,8	3,5	2,5	2,6
B	1,0	1,2	1,7	2,0	2,3	2,3	1,4	1,3
C	1,0	1,4	1,1	1,1	1,2	1,5	1,8	2,0

	Marietta (Ohio)	Leavenworth (Kansas)	Melbourne
A	2,7	3,7	1,9
B	1,6	1,7	0,4
C	1,7	2,2	4,7

Hiernach sind in Europa Veränderlichkeit und Amplitude voneinander wenig verschieden, in Westsibirien zeigen sie schon erhebliche Abweichungen, noch mehr aber im Innern der Vereinigten Staaten, am allermeisten in Australien. In Europa sind also die grossen Temperaturabweichungen vom Mittel häufiger als in Amerika, und diese Abweichungen sind andauernder, wenn sie einmal eingetreten sind. In den Vereinigten Staaten schwankt die Temperatur viel schneller, aber die andauernden Abweichungen der Temperatur ganzer Monate sind dort relativ seltener. Die Ursachen dieser Erscheinung werden wir erst weiter unten kennen lernen, hier möchte ich nur auf einen Unterschied aufmerksam machen, nämlich darauf, dass in Nordamerika die Isobaren weit dichter zusammengedrängt sind als in Europa, wodurch auf dem ersteren Gebiete viel raschere Temperaturwechsel bedingt sind, als auf letzterem.

In den bisherigen Erörterungen wurde keine Rücksicht genommen auf die Grösse der Temperaturschwankungen, noch auf die Häufigkeit und Grösse des Steigens und Fallens der Temperatur, obgleich gerade diese beiden Punkte von ganz erheblicher Bedeutung sind. Die Mittelwerte können uns über den Gang der Temperatur keinerlei Aufschluss geben, und doch ist es von grosser Wichtigkeit, zu erfahren, ob dieser Gang ganz allmählich oder sprungweise erfolgt und nach welcher Richtung hin und mit welcher Häufigkeit die grösseren oder geringeren Temperaturschwankungen erfolgen. Hann [1]) berechnete für 59 Stationen die Wahrscheinlichkeit einer Temperaturänderung von mehr als 2° C. und mehr als 4° C. im Jahresmittel und erhielt folgende Resultate:

Wenn man die Stationen nach der Grösse der Wahrscheinlichkeit einer Temperaturänderung von mehr als 2° im Jahresmittel ordnet, so erhält man folgende Reihe: Georgetown 0,04, Lissabon 0,17, Kairo 0,18, Kapstadt 0,20, Mailand, Sitka 0,22, Moncalieri

[1]) Vergl. Zeitschr. d. Oesterr. Gesellsch. Jahrg. 1876. S. 337 u. 369.

Digitized by Google

0,23, Athen 0,25, Smyrna 0,28, Karadagh 0,29, Madrid 0,30, Oxford, Helsingfors, Sidney 0,33, Buenos Ayres, Mendoza 0,34, Hakodade 0,35, Zürich, Bukarest, Melbourne 0,36, Paris, Wien 0,37, Makerstown, Upsala, Leipzig 0,38, Stuttgart 0,39, Hammerfest, Peking, Amerik. Arkt. Archipel 0,41, München, Uetliberg, Petersburg 0,42, Warschau 0,43, Nikolajewsk, Ajan, Jakobshafen, P. Barrow 0,44, Washington (Ark.), Maritzburg 0,45, Kaluga, Lugan, Sir Darja 0,47, Oust Sisolsk 0,48, Rigi 0,50, Archangelsk, Irkutsk, Nertschinsk, Toronto 0,51, Jakutsk, Marietta 0,52, Orenburg, Brunswick 0,54, Tobolsk, Providence 0,55, Nijne Taguilsk, Semipalatinsk 0,56, Bogoslowsk 0,57, Barnaul 0,59, Winnipeg 0,62.

Nach dieser Tabelle schreitet im allgemeinen die Grösse der Wahrscheinlichkeit einer Temperaturänderung von mehr als 2° C. nahezu proportional mit der Grösse der mittleren Veränderlichkeit fort. Nur die hochnordischen Stationen und diejenigen der Südhemisphäre zeichnen sich bei relativ grosser Veränderlichkeit durch eine relativ kleine Wahrscheinlichkeit der grösseren Aenderungen aus. Ein gerade entgegengesetztes Verhalten zeigen die Stationen: Paris, Stuttgart, Leipzig, Warschau und Rigi. Die jährliche Periode der Wahrscheinlichkeit einer Temperaturänderung über 2° zeigt volle Uebereinstimmung mit dem jährlichen Gange der mittleren Veränderlichkeit.

Die Wahrscheinlichkeit einer Temperaturänderung von mehr als 4° C. im Jahresmittel beträgt: Georgetown 0,00, Lissabon, Kapstadt 0,02, Mailand 0,03, Moncalieri, Kairo, Sitka 0,04, Athen, Smyrna 0,05, Madrid, Karadagh 0,06, Buenos Ayres 0,07, Oxford 0,08, Paris, Leipzig, Peking, Sidney 0,09, Stuttgart, Zürich, Wien, Hakodade, Mendoza 0,10, Bukarest 0,11, Makerstown, Upsala, Helsingfors, Warschau, Melbourne 0,12, München 0,13, Uetliberg, Hammerfest 0,14, Petersburg 0,15, Maritzburg 0,16, Nikolajewsk a. A., Amer. Arkt. Arch. 0,17, Rigi, Sir Darja 0,18, Lugan, Jakobshafen 0,19, Kaluga, Nertschinsk, Ajan, Washington (Ark.) 0,20, Toronto, Point Barrow 0,21, Oust Sisolsk, Irkutsk 0,22, Marietta 0,23, Archangelsk 0,24, Orenburg, Brunswick 0,25, Providence 0,26, Tobolsk, Semipalatinsk 0,28, Nijne Taguilsk, Bogoslowsk 0,30, Barnaul, Winnipeg 0,32.

Die Häufigkeit der Temperaturschwankungen von mehr als 4° C. ist hiernach der Grösse der mittleren Veränderlichkeit entsprechend. Auch ist der jährliche Gang ebenso deutlich, wie vorhin.

Temperaturänderungen von mehr als 6° C. sind schon so selten, dass Hann nicht mehr die Wahrscheinlichkeit, sondern die durchschnittliche Anzahl der Tage angibt, an welchen Wärmeänderungen von mehr als 6° C. eintreten:

a) Mittlere Häufigkeit einer Temperaturänderung von mehr als 6° C. im Winterhalbjahr (Oktober bis März): Georgetown, Lissabon, Neapel 0,0, Kairo, Kapstadt 0,2, Mailand 0,7, Moncalieri, Madrid 0,8, Buenos Ayres 1,0, Melbourne 1,2, Sidney 1,6, Athen, Peking 3,7, Oxford 3,8, Paris 4,0, Sitka 4,3, Stuttgart, Maritzburg 4,5, Leipzig, Smyrna, Mendoza 5,0, Wien 5,1, Zürich 5,8, Uetliberg 5,9, Makerstown, Hakodade 6,8, Warschau 7,5, Bukarest 8,2, München 8,5,

Digitized by Google

Hammerfest 10,8, Upsala 11,7, Rigi 16,0, Helsingfors 16,4, Nikolajewsk 16,6, Petersburg 19,7, Amer. Arkt. Arch. 20,4, Ajan 21,5, Irkutsk 21,8, Sir Darja, Jakobshafen 22,4, Toronto 22,9, Nertschinsk 23,0, Oust Sisolsk 23,5, Lugan 23,7, Kaluga 25,3, Archangelsk 26,7, Jakutsk 28,2, Marietta 28,7, Providence 29,0, Brunswick 32,1, Washington (Ark.) 32,2, Point Barrow 35,0, Nijne Taguilsk 37,3, Semipalatinsk 38,1, Tobolsk 41,0, Bogoslowsk 46,9, Winnipeg 48,8, Barnaul 51,7. Sommer (April bis September): Georgetown, Neapel, Sitka 0,0, Kapstadt 0,2, Lissabon 0,4, Athen 0,6, Oxford 0,7, Helsingfors 0,8, Smyrna 1,0, Mailand 1,1, Stuttgart 1,3, Hakodade 1,4, Moncalieri 1,6, Petersburg 1,9, Upsala, Buenos Ayres 2,0, Paris 2,3, Ajan 2,5, Makerstown, Nikolajewsk a. A. 2,6, Zürich 2,9, Madrid 3,3, Hammerfest, Peking 3,4, Bukarest, Kairo 3,6, Leipzig 4,1, Washington 4,4, Wien 4,6, München 4,7, Mendoza 4,9, Warschau, Point Barrow 5,0, Amer. Arkt. Arch. 5,1, Lugan, Kaluga 5,4, Nertschinsk 5,6, Sir Darja 6,2, Uetliberg, Toronto 6,3, Sidney 6,6, Jakobshafen 7,8, Providence 8,5, Marietta 8,9, Brunswick 9,2, Oust Sisolsk, Jakutsk 9,7, Orenburg 10,0, Irkutsk 10,2, Rigi, Maritzburg 10,5, Tobolsk 10,8, Barnaul 12,3, Semipalatinsk 12,5, Archangelsk 12,8, Melbourne 13,0, Bogoslowsk 13,2, Nijne Taguilsk 16,1, Winnipeg 17,1. „In Westsibirien und im Innern von Nordamerika gibt es jährlich 50—60 Tage, an denen Temperaturschwankungen von mehr als 6° C. vorkommen, in der tropischen und subtropischen Zone hingegen kommen solche Aenderungen gar nicht mehr vor oder doch höchst selten. Eine Ausnahme hiervon macht die südliche Hemisphäre, indem Maritzburg in Natal noch 15, Melbourne 14, Mendoza 10 und Sidney noch über 8 Tage mit Wärmeschwankungen von mehr als 6° hat. Im allgemeinen hält auch die Häufigkeit dieser Schwankungen gleichen Schritt mit der Grösse der mittleren Veränderlichkeit."

Temperaturänderungen von mehr als 10° C. kommen in den Tropen und in dem grössten Teile der Subtropenzone gar nicht mehr vor. In der sibirischen und amerikanischen Maximumregion gibt es aber immerhin jährlich noch 10—20 Tage mit so grossen Temperaturschwankungen, ja selbst Schwankungen von 20° C. sind dort noch keine grosse Seltenheit, und in einzelnen Fällen kommen solche von 25 und darüber vor. In Amerika erstrecken sich die grössten Temperaturwechsel am weitesten nach Süden. Es sind zweifellos die sogenannten „Norther", denen dieselben zugeschrieben werden müssen."

Die folgende Tabelle nach Hann (Klimatologie S. 504) enthält eine übersichtliche Zusammenstellung der Veränderlichkeit der Tagestemperatur, und zwar die Häufigkeit einer Temperaturänderung von bestimmter Grösse innerhalb 30 Tagen (Monat):

Digitized by Google

	NW.-Europa	Mittel-Europa	N.- u. E.-Europa	W.-Sibirien	E.-Sibirien	Mittelmeer-Länder	S. Hemisph. Subtr.	Oestl. Union
Zahl d. Orte	3	5	5	4	4	8	5	5
Breite	52,0°	48,8°	56,3°	55,4°	54,7°	39,6°	34,1°	42,9°
Temp.-Aendg.	Häufigkeit im Winter.							
2—4°	8,4	8,5	7,6	7,1	9,0	5,4	7,6	8,2
4—6°	3,1	3,1	5,0	4,9	4,9	1,0	1,8	5,2
6—8°	0,8	1,0	2,8	3,5	2,7	0,3	0,4	3,2
8—10°	0,1	0,3	1,7	2,2	1,1	—	0,04	1,0
10—12°	—	0,1	0,8	1,5	0,5	—	—	0,6
12—14°	—	—	0,5	0,9	0,1	—	—	0,2
14—16°	—	—	0,3	0,4	0,1	—	—	0,1
16—18°	—	—	0,1	0,2	—	—	—	—
18—20°	—	—	0,1	0,2	—	—	—	—
20—22°	—	—	—	0,1	—	—	—	—
22—24°	—	—	—	0,03	—	—	—	—
Summe	12,4	13,0	18,9	21,0	18,4	6,7	9,8	18,5
	Häufigkeit im Sommer.							
2—4°	7,8	9,0	8,9	8,9	8,3	5,6	8,3	9,1
4—6°	1,6	2,2	2,7	3,0	2,7	0,8	2,8	2,5
6—8°	0,3	0,5	1,0	1,3	0,6	0,3	0,9	0,7
8—10°	0,04	0,1	0,2	0,3	0,2	—	0,3	0,2
10—12°	—	—	0,1	0,1	0,04	—	0,1	0,1
12—14°	—	—	0,03	0,04	0,03	—	—	—
Summe	9,7	11,8	12,9	13,6	11,8	6,7	12,4	12,6

Für die Häufigkeit grösserer Erkaltungen, und zwar die Wärmeerniederung von 5° C. und darüber gibt Hann folgende Werte an:

	Oxford	Paris	Münch.	Wien	Leipzig	Karadagh	Barn.	Peking	Marietta	Brunsw.	Melb.
Winter	3,0	2,3	5,4	3,0	2,4	2,0	18,8	5,2	13,1	15,3	0,5*
Frühling	1,2	2,0	4,1	2,5*	2,4	1,1	10,5	4,7	10,6	7,9	4,8
Sommer	0,6*	2,9	4,2	3,4	3,1	0,9*	5,0*	4,6	2,7*	4,3*	6,3
Herbst	2,2	1,7*	2,4*	2,6	1,5*	2,1	13,0	4,4*	2,8	7,9	3,3
Jahr	7,0	8,9	16,1	11,5	9,4	6,1	47,3	18,9	39,2	35,4	14,9

Da der Zeitraum für obige Stationen, ausser für Peking und Melbourne, nur 10 Jahre beträgt, so kann der mittlere jährliche Gang nur mit einiger Annäherung angegeben werden. Im allgemeinen hat das europäische Seeklima eine geringe Häufigkeit der grösseren Erkältungen; gesteigert wird dieselbe auf Hochebenen und in der Nähe von Gebirgen, wie z. B. in Wien und München gegenüber Leipzig. Die Häufigkeit grösserer Temperaturdepressionen ist am bedeutendsten in Westsibirien und im Osten Nordamerikas, auch Peking und Melbourne zeigen eine auffallend grosse Häufigkeit. Die grösste Häufigkeit fällt in Paris, Wien, Leipzig und auf der Südhemisphäre auf den Sommer, an den übrigen der oben genannten Orte auf den Winter. Ueberhaupt scheinen solche Orte ein Sommermaximum zu besitzen, welche gegen ihre Nachbarschaft verhältnismässig stark erwärmt werden. Eine weitere Untersuchung dieses Gegenstandes dürfte insbesondere für die medizinische Wissenschaft durchaus fruchtbringend sein. Für manche Fragen erscheint es von Wichtigkeit, zu wissen, wie gross die Häufigkeit eines Wechsels zwischen Erwärmung und Erkältung von einem Tag zum anderen ist, oder wie oft Temperaturumschläge vorkommen. Da nun aber Stationen mit gering ausgeprägter jährlicher Periode ihre Zeichen verhältnismässig sehr stark wechseln würden, und beständigere Klimate die grössten Schwankungen zeigen würden, so erscheint es notwendig, eine untere Grenze für die

Digitized by Google

Grösse der Temperaturunterschiede von einem Tage zum folgenden anzunehmen. Indem Hann nur solche Zeichenwechsel zählte, bei denen die Summe der zwei sich folgenden Differenzen (ohne Rücksicht auf das Vorzeichen) den Betrag von wenigstens 2° C. erreichte, erhielt er folgende Zahlenwerte für die Wahrscheinlichkeit eines Temperaturumschlages:

	Oxford	Paris	München	Wien	Leipzig	Barnaul	Peking	Marietta	Brunswick	Melbourne
Winter	0,37	0,43*	0,44	0,37	0,34	0,48	0,45	0,46	0,51	0,39*
Frühling	0,35*	0,45	0,35*	0,34*	0,33	0,44	0,44	0,44	0,48	0,40
Sommer	0,37	0,46	0,41	0,39	0,39	0,38*	0,45	0,35*	0,49	0,37
Herbst	0,40	0,46	0,37	0,35	0,38	0,47	0,39*	0,38	0,42*	0,35
Jahr	0,37	0,45	0,39	0,36	0,36	0,44	0,43	0,41	0,47	0,35

Eine einfache Beziehung zwischen den einzelnen Orten in Bezug auf mittlere Häufigkeit und auf jährliche Periode ist in diesen Zahlen nicht ausgesprochen. Für Paris sind die Tagesmittel aus den täglichen Extremen abgeleitet und vielleicht daher die auffallend häufigen Temperaturwechsel. Die westlichen Binnenlandstationen haben das Maximum nur im Sommer, die übrigen im Winter, Herbst oder Frühling. „Bemerkenswert ist, dass in Oxford, Paris, München, Wien und Leipzig im März oder April ein Minimum der Häufigkeit der Temperaturwechsel eintritt; für München und Wien ist das Minimum im April sehr ausgesprochen. Was wir also früher über das sogenannte Aprilwetter sagten, dass es sich nicht auf die Veränderlichkeit der Temperatur beziehen kann, findet auch hier seine Bestätigung. An allen Orten ist die Wahrscheinlichkeit eines Umschlags der Temperatur kleiner, als die der Fortdauer, so dass wir die Erhaltungstendenz des jeweiligen Witterungscharakters wieder ausgesprochen finden, welche Herr Dr. Köppen in allgemeinerem Sinne zuerst nachgewiesen hat."

Als Verhältnis der Erwärmungen zu den Abkühlungen, wobei die letzteren als Einheit angenommen wurden, erhielt Hann folgende Zahlen:

Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.
1. Europa (Oxford, Paris, München, Wien, Leipzig)											
0,79*	1,00	1,05	1,16	1,19	1,39	1,25	1,15	1,06	1,00	0,87	0,87
2. Sibirien (Oust Sisolsk, Bogosl. Barnaul, Semipalatinsk, Irkutsk)											
0,98	0,98	1,19	1,28	1,40	1,35	1,33	1,23	1,08	0,93	0,88*	0,93
3. Nordöstliches Amerika (Brunswick, Providence, Toronto, Marietta)											
0,89*	1,11	1,18	1,24	1,33	1,32	1,28	1,17	1,08	1,16	0,95	1,05

Da eine Elimination der jährlichen Temperaturperiode hier nicht vorgenommen wurde, so sollte man erwarten, dass in der ersten Jahreshälfte die Erwärmungen, in der zweiten die Abkühlungen vorwalten werden, dieses ist indessen nicht der Fall, indem fast alle Verhältnisse grösser sind als 1. Also sind Erkaltungen allenthalben viel seltener und daher der Grösse nach auch durchschnittlich stärker, als die Erwärmungen. Das Maximum der Häufigkeit der Erwärmungen fällt nach der Tabelle für Europa auf den Mai, für Sibirien und das nordöstliche Amerika auf den April, während das Maximum der Häufigkeit der Erkaltungen für Europa und für Nordamerika im Dezember eintritt, in Sibirien aber schon im Oktober.

Digitized by Google

Was nun speziell Deutschland betrifft, so steigt in den nördlichen Gebietsteilen nach Kremser die Temperatur im Laufe des Jahres von einem Tage zum anderen durchschnittlich 192mal, während sie nur 174mal fällt. „Dieser Gegensatz in der Häufigkeit der positiven und negativen interdiurnen Wärmeänderungen scheint im südöstlichen Binnenlande, wo die Zahl der Temperaturzunahmen jährlich fast 200, die der Temperaturrückgänge etwas weniger als 170 beträgt, am ausgeprägtesten zu sein, während im westlichen Norddeutschland die Häufigkeit nur um 10 zu gunsten der Erwärmungen differiert." Während vom Juli bis Januar die Häufigkeit der Erkaltungen derjenigen der Erwärmungen die Wage hält, kommen in dem Halbjahre mit normaler Erwärmung auf 6 Temperaturzunahmen durchschnittlich 5 Erkaltungen.

Säkuläre Aenderung der Temperatur.

Die Untersuchung der Frage, ob die Temperatur während einer grossen Reihe von Jahren nach dem einen oder anderen Sinne hin ab- oder zunehme, oder ob langjährige periodische Schwankungen derselben vorkommen, ist jedenfalls von hoher Wichtigkeit und von hohem Interesse[1]), indem hierdurch Schwankungen der klimatischen Verhältnisse bedingt werden. Ueber diese Frage gibt die nachfolgende Tabelle[2]) einigen Aufschluss, in welcher die Jahresmittel einiger Orte Europas für nahezu gleiche Zeitepochen zusammengestellt sind (die eingeklammerten Zahlen bezeichnen die Jahre, welche aus der betreffenden Epoche zur Mittelbildung benutzt wurden):

Epoche	1753—1779	1780—1800	1801—1821	1822—1835	1836—1862
Stockholm	5,83° (25)	5,69° (25)	5,66° (15)	—	5,91° (15)
Lund	7,17 (28)	6,00 (20)	6,60 (20)	—	7,00 (27)
Copenhagen	7,62 (10)	7,86 (18)	7,59 (20)	8,25° (14)	7,29 (23)
Berlin	9,89 (26)	9,01 (21)	8,46 (21)	9,10 (14)	8,72 (23)
Warschau	9,03 (39)	7,21 (20)	6.68 (18)	7,03 (14)	7,09 (23)
Petersburg	4,05 (30)	3,25 (21)	3,20 (17)	4,02 (14)	4,04 (34)
Riga	—	6,36 (6)	5,88 (13)	6,84 (8)	5,81 (17)
Moskau	—	3,55 (8)	3,80 (4)	4,34 (14)	4,00 (23)
Archangelsk	—	—	0,14 (8)	1,09 (10)	0,44 (27)

(Ausserdem Petersburg: 1836—1869 (34) 4,04° und 1870—1879: (10) 4,01° C.)

Zunächst ist eine längere Kälteepoche bemerkenswert, welche am Ende des vorigen und am Anfange des jetzigen Jahrhunderts stattfand, wobei die Unterschiede für die einzelnen Orte nahezu gleich sind (0,8° C.). Man sieht, dass die Temperaturschwankungen viele Jahre hindurch zu gunsten der einen oder anderen Richtung andauern können, allein eine beständige Zu- oder Abnahme der Temperatur kann nicht nachgewiesen werden. Interessant ist folgende von Wild

[1]) Wild: Temperaturverhältnisse des Russischen Reiches. Suppl.-Bd. zum Repert. d. Met. 1881.

[2]) Eine eingehende Besprechung dieser Frage insbesondere in Bezug auf kosmische Einflüsse findet sich in meinem Handbuche der ausübenden Witterungskunde, Bd. I. Wir beschränken uns hier darauf, nur die Zusammenstellungen von Wild zu geben.

Digitized by Google

aus den 5jährigen Mittelwerten zu Petersburg aufgestellte Tabelle der Wendepunkte der säkularen Temperaturkurve, und der Intervalle, wobei die Haupt-Maxima und Minima durch dickere Schrift hervorgehoben sind, die vorletzte Kolumne (Amplitude) enthält die Differenz der Maxima und des Mittels der sie einschliessenden Minima und die letzte das Temperaturmittel der Perioden von einem Hauptminimum zum folgenden.

Minima	Maxima	Intervalle der		Intervalle der Hauptminima	Amplitude der Periode	Mittel der Periode
		Minima	Maxima			
	1754?					
1760			12			
	1766	10				
1770			9	24 Jahre	2,04°	3,28°
	1775	14				
1784			20			
	1795	17				
1801			8	26	2,06	2,70
	1803	9				
1810			21			
	1824	20				
1830			11	20	2,19	3,12
	1835	8				
1838			8			
	1843	8				
1846			9	24	0,78	3,26
	1852	8				
1854			7			
	1859	15				
1869			12	21?	1,02?	3,55?
	1871	6				
1875						

Hiernach ergibt sich bezüglich der Dauer der kurzen Perioden keine sichere Regel, indessen scheint es, dass die durchschnittliche Mitteltemperatur von 5 Jahren in Perioden von ungefähr 23 Jahren zu- und abnimmt.

Die folgende Tabelle gibt ebenfalls nach Wild die Dauer der für die Newa eisfreien Zeit:

Epoche	1750—1779	1780—1819	1820—1829	1830—1839	1840—1879
Eisfreie Zeit . .	220,7	212,8	236,6	216,4	215,8

Aus diesen Zahlen lässt sich eine stetige Ab- und Zunahme nicht erkennen.

Temperaturabnahme mit der Höhe.

Es ist eine allgemein bekannte Thatsache, dass die Lufttemperatur mit der Erhebung über der Erdoberfläche abnimmt. Diese Thatsache hat zuvörderst darin ihren Grund, dass die Erwärmung, welche die Erdoberfläche durch Einstrahlung erhalten hat, sich den ihr unmittelbar aufliegenden Luftschichten teils direkt durch Leitung, teils durch

Digitized by Google

Strahlung mitteilt. Da nun aber die Luft ein sehr schlechter Wärmeleiter ist und auch die Strahlung im allgemeinen keine sehr erhebliche Temperaturerhöhung in den oberen Luftschichten hervorbringen kann, so würden diese von der der Erde zugestrahlten Wärme keine erhebliche Menge erhalten können, wenn nicht andere Ursachen zur Verbreitung der Wärme nach oben hin mitwirkten. Dieses sind vor allem die aufsteigenden Luftströmungen, welche überall dort entstehen, wo die der Erde aufliegenden Luftschichten stärker erwärmt werden, als an anderen Orten, und welche die Wärme den obersten Luftschichten zuführen. Hierbei kommt aber in Betracht, dass die aufsteigenden Luftmassen mit zunehmender Höhe unter einen stets geringer werdenden Druck kommen, dass sie sich also ausdehnen müssen und daher einen Wärmeverlust erleiden, welcher der Grösse der Ausdehnung, mithin auch der Erhebung über dem Erdboden, proportional ist. Also bei aufsteigenden Luftströmen wird die Temperatur sinken, wie sie bei absteigenden Luftströmen (wegen der Verdichtung der Luft) in demselben Masse zunehmen muss. Ist die Luft vollkommen trocken und besteht in der umgebenden Atmosphäre von vornherein dieselbe Temperaturabnahme, so wird die Temperatur des aufsteigenden Luftstromes für je 100 m um nahezu einen Grad Celsius erniedrigt. In Wirklichkeit befindet sich in der Atmosphäre stets mehr oder weniger Wasserdampf, welcher sich beim aufsteigenden Luftstrome immer mehr der Verdichtung zu Wasser nähert. Wenn diese Verdichtung erfolgt, dann wird Wärme frei und die Abkühlung verzögert, ohne dass eine Steigerung der Temperatur herbeigeführt wird. Andererseits können im Winter bei hohem Luftdrucke und diesen begleitenden Windstillen mit klarem Himmel in den Ebenen und Thälern ausserordentlich tiefe Temperaturen vorkommen und sich wochen- ja monatelang erhalten, wodurch eine Zunahme der Temperatur mit der Höhe hervorgerufen wird. Wegen dieser Umstände darf es uns nicht wundern, dass die Temperaturabnahme mit der Höhe vielfach nicht regelmässig erfolgt und dass das Problem, dieselbe in ein ganz bestimmtes Gesetz zu fassen, ausserordentlich schwierig und verwickelt ist. Allerdings glaubte man noch bis vor nicht gar langer Zeit, hierfür allgemein ziemlich gültige Jahresmittel gefunden zu haben, insbesondere da die Resultate, namentlich von Hann und Hirsch für die Alpen, mit den Angaben von Humboldt in naher Uebereinstimmung waren. Indessen haben die neueren zahlreichen Untersuchungen gezeigt, dass bis jetzt allgemein gültige Gesetze noch nicht aufgestellt werden konnten.

Bei der Untersuchung der Temperaturabnahme mit der Höhe ist in erster Linie Rücksicht zu nehmen auf die Beschaffenheit der Oberfläche, oder wie sich die Wärme ändert in freier Atmosphäre und wie in einem Berglande. Daher wird es sich empfehlen, jedes für sich, also zunächst die Temperaturabnahme mit der Höhe in der freien Atmosphäre zu betrachten, wobei wir indessen nur auf die Beobachtungen in Luftballons angewiesen sind, welche allerdings keine sehr sichere Grundlage für eine exakte Untersuchung abgeben. Aus praktischen Gründen erscheint es zweckmässig, hier den Zu-

Digitized by Google

sammenhang zwischen Temperatur und Luftdruck aufzusuchen, wogegen bei Bergländern besser direkt die Temperaturbeobachtungen mit der Höhe verglichen werden. Aus den Ballonfahrten, welche Glaisher bei günstigem Wetter gemacht hatte, fand Mendeleef[1]), indem er die Temperatur als eine lineare Funktion des Luftdruckes ansah, folgende Relation: Sei t_o die Temperatur der unteren Station, t_h die der oberen Station, p_o der Luftdruck der unteren, p_h der oberen Station, so ist:

$$c = \frac{t_h \cdot p_o - t_o \cdot p_h}{p_o - p_h}$$

und hieraus ergibt sich:

$$t_h = c + \frac{t_o - c \cdot p_h}{p_o}$$

Hierbei ist c die Temperatur an der Grenze der Atmosphäre, wofür Mendeleef —36° fand. Andererseits berechnete Woeikof die Temperatur c aus einer Luftschiffahrt von M. A. Rykatschef bei Petersburg, welcher zwar eine viel kleinere Höhe erreichte als Glaisher, aber bei dessen Luftfahrt alle anderen Umstände sehr günstig waren. Aus den Beobachtungen Rykatschef's ergab sich nun die Grösse von c in folgender Weise: „Zwischen der Erdoberfläche und dem Luftdrucke von 468.6 mm, wo der Ballon einige Minuten verweilte, auf —42,3°; zwischen Erdoberfläche und Luftdruck 493,6 mm —41,1°; zwischen den Luftdrucken 568,6 und 468,6 mm —43,8°; Mittel also —42,2° oder rund —42°." Ein weiterer Versuch Woeikof's, die Constante c aus Beobachtungen in Berggegenden zu berechnen, führte zu folgenden Resultaten:

Werte von c.

Region	Stationspaar	Jahr	Dez. u. Jan.	Juni, Juli u. Aug.	Frühling
Felsengebirge	Denver u. Pikes Peak . . .	— 50,3	— 41,1	— 48,7	— 56,8
Appalachen	Burlington u. Mt. Washington	— 44,1	— 40,8	— 44,1	—
Auvergne	Clermont u. Puy de Dôme .	— 44,2	— 23,6	— 52,8	—
Schweizer Alpen	St. Bernhard u. Théodul . .	— 48,7	— 48,2	—	—
	Genf u. St. Bernhard . . .	— 42	—	—	—
	Bern u. Sils	— 40,0	— 42,9	— 32,3	— 49,3
	Bern u. Bevers	— 42,9	— 58,9	— 27,9	—
Jura	Neuchâtel u. Chaumont . .	— 36,7			
	Mittel	— 43,6			

Die Temperatur c muss an der Grenze der Atmosphäre sowohl im Winter und Sommer, als auch an den Polen und am Aequator nahezu gleich sein. Also nimmt die Temperatur mit der Höhe um so schneller ab, je höher die Temperatur am Erdboden ist, eine Folgerung, welche durch die raschere vertikale Abnahme der Temperatur im Sommer und die langsamere im Winter ihre Bestätigung findet. Wie bereits oben erwähnt, kommen in Sibirien zuweilen Temperaturen vor, welche weit unter —42° C. liegen, so beispielsweise in Werchojansk, wo die mittlere Temperatur des Januar —50° beträgt und Temperaturen von —68° beobachtet wurden. Wie wir weiter

[1]) Mendeleef: Vergl. Archive des sciences phys. Genève, Mars 1876.

Digitized by Google

unten noch des Näheren zeigen werden, findet in solchen Fällen keine Abnahme, sondern eine Zunahme der Temperatur nach oben statt; diese Zunahme erreicht schon in mässiger Höhe vom Erdboden ein Maximum, worauf dann wieder Abnahme nach oben erfolgt. Wir wollen hier nur die Thatsache anführen, dass bei Ballonfahrten und auf hohen Bergen, wo Minimumthermometer ganze Winter hindurch aufgestellt waren, keine sehr tiefen Temperaturen vorkamen. Hierbei ist noch zu berücksichtigen, dass auf Bergen die Minima erheblich unter denen der freien Atmosphäre liegen können, und zwar wegen der Ausstrahlung des Schnees und wegen der an den Gehängen aufsteigenden Luftströme, die oft sehr kalte Luft aus den Niederungen bringen, welche beim weiteren Aufsteigen sich noch weiter abkühlt. Die erste Reihe der folgenden Tabelle gibt die Abnahme der Temperatur mit der Höhe aus 9 Luftballonfahrten Glaisher's, welche im Juli und August meist zwischen 3 und 6 Uhr nachmittags ausgeführt wurden, die zweite Reihe aus 6 Fahrten von Coney Island (New York) vom 10.—13. August zwischen 10 Uhr morgens und 6 Uhr nachmittags, während die dritte Reihe die Mittelwerte aus den beiden vorhergehenden Reihen darstellt[1]).

Höhe in engl. Fuss	0	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000	1100
Höhe in Metern	0	30,5	61,0	91,4	121,9	152,4	182,9	213,4	443,8	274,3	304,8	335,3
Reihe I	22,94	22,33	21,94	21,56	21,28	20,94	20,72	20,44	20,17	19,94	19,67	19,50
Reihe II	23,72	22,44	21,83	21,61	21,33	21,00	20,72	20,50	20,44	20,39	20,17	20,00
Mittel III . . .	23,33	22,39	21,89	21,58	21,30	20,97	20,72	20,44	20,31	20,17	19,91	19,75

Man sieht hieraus, dass in der warmen Jahres- und Tageszeit die Temperatur in den dem Erdboden zunächst anliegenden Luftschichten rasch abnimmt, was mit der starken Einstrahlung in Zusammenhang steht, an kalten heiteren Wintertagen würde eine ebenso rasche vertikale Zunahme der Temperatur in den unteren Luftschichten erfolgen.

Bei der Untersuchung der vertikalen Verteilung der Temperatur erscheint es notwendig, möglichst nahe gelegene Stationen miteinander zu vergleichen, die eine möglichst gleiche Lage zum Gebirge haben. Die kältere Jahres- und Tageszeit zeigen ganz ähnliches Verhalten, ebenso andererseits die wärmere Jahres- und Tageszeit. Im Winter sowie in der Nacht werden bei ruhigem, klarem Wetter die Niederungen und insbesondere die Thäler kälter sein, als die Gehänge und Berggipfel, weil die kältere Luft wegen ihrer grösseren Schwere nach den niedersten Stellen abfliesst, wobei eine etwa vorhandene Schneedecke die Abkühlung durch Ausstrahlung begünstigt. Im Sommer und am Tage liegen die Verhältnisse umgekehrt. Hierbei muss jedoch berücksichtigt werden, dass in unseren Gegenden im Sommer in der Nacht, und im Winter am Tage Verhältnisse herrschen, welche denjenigen der Jahreszeit entgegengesetzt sind.

In der nachfolgenden Tabelle stellen wir vergleichend die für die vertikale Abnahme der Temperatur in einigen Gebirgen von Hann und Wild gefundenen Resultate mit besonderer Berücksichtigung Deutschlands zusammen:

[1]) Vergl. Sprung, Lehrbuch der Meteorologie. Hamburg 1885. S. 89.

Digitized by Google

Temperaturabnahme mit der Höhe für je 100 m.

	Ganze Schweiz	Südl. Schweiz 46° N. B.	Nördl. Schweiz 47° N. B.	Rauhe Alb 48,4° N. B.	Erzgebirge 50,6° N. B.	Harz 51,8° N. B.	Jährl. Gang abw. v. Jahresmittel	Ben Nevis	Kaukasus südlich	Kaukasus nördlich	Schafberg	Hongkong	Ceylon
Dez.	0,30 *	0,44 *	0,26 *	0,15 *	0,56	0,41	−0,18	0,61	0,30	0,44 *	0,30	0,53 *	0,57 *
Jan.	0,30 *	0,45	0,28	0,21	0,37 *	0,33 *	−0,16	0,62	0,34	0,45	0,22	0,54	0,58
Febr.	0,53	0,53	0,48	0,41	0,47	0,55	−0,08	0,66	0,36	0,53	0,33	0,56	0,58
März	0,67	0,62	0,61	0,52	0,63	0,66	+0,04	0,73	0,37	0,62	0,54	0,63	0,58
April	0,62	0,61	0,66	0,53	0,69	0,68	+0,11	0,75	0,54	0,64	0,89	0,76	0,57
Mai	0,71	0,66	0,67	0,54	0,70	0,67	+0,13	0,75	0,54	0,66	0,60	0,90	0,59
Juni	0,75	0,67	0,61	0,59	0,66	0,71	+0,11	0,72	0,56	0,67	0,60	0,99	0,61
Juli	0,70	0,67	0,64	0,57	0,68	0,71	+0,09	0,67	0,54	0,67	0,56	0,97	0,62
Aug.	0,66	0,64	0,57	0,48	0,68	0,67	+0,07	0,67	0,54	0,67	0,54	0,86	0,62
Sept.	0,57	0,60	0,53	0,43	0,61	0,58	+0,03	0,66	0,47	0,60	0,51	0,72	0,60
Okt.	0,59	0,56	0,47	0,37	0,51	0,52	−0,03	0,65	0,44	0,56	0,37	0,61	0,59
Nov.	0,52	0,51	0,40	0,47	0,55	0,43	−0,12	0,57 *	0,22 *	0,51	0,28 *	0,55	0,58
Jahr	0,576	0,583	0,515	0,438	0,592	0,576	0,547	0,68	0,43	0,58	0,455	0,720	0,590

Das Maximum der vertikalen Wärmeabnahme fällt nach obiger Tabelle in den Mai oder in den eigentlichen Sommer, das Minimum in den Januar oder den Dezember. Das rasche Wachsen des Betrages der Wärmeabnahme in den Frühlingsmonaten kennzeichnet das rasche Ansteigen der Frühlingstemperatur in den Niederungen, während in der Höhe die Wärmezunahme nur sehr langsam erfolgt.

Nach den vorstehenden Erörterungen dürfte erwartet werden, dass es auch eine tägliche Periode der vertikalen Wärmeabnahme gibt. Diese hat zuerst Glaisher durch seine Beobachtungen im Ballon captiv nachgewiesen; wir geben das Resultat dieser Beobachtungen im Originale hier wieder:

Wärmeabnahme mit der Höhe von 100 zu 100 engl. Fuss, Grade Fahrenheit.

Beobachtungszeit	Heiteres Wetter						Wolkiges Wetter				
	10a bis 11a	3p bis 4p	4p bis 5p	5p bis 6p	6p bis 7p	7p bis 7½p	3p bis 4p	4p bis 5p	5p bis 6p	6p bis 7p	7p bis 7½p
0— 100 Fuss	1,0	1,5	1,1	0,9	0,5	0,0	1,2	1,2	0,6	0,5	0,5
100— 200 „	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,1	0,9	0,6	0,6	0,6	0,5
200— 300 „	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,3	0,9	0,5	0,6	0,5	0,5
300— 400 „	0,9	0,7	0,6	0,6	0,5	0,4	0,6	0,6	0,6	0,5	0,4
400— 500 „	0,8	0,6	0,6	0,6	0,5	0,3	0,4	0,4	0,5	0,4	0,5
500— 600 „	0,8	0,5	0,5	0,5	0,4	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,4
600— 700 „	0,7	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,4
700— 800 „	0,7	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5
800— 900 „	0,6	0,5	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5
900—1000 „	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2	0,5	0,4	0,4	0,4	0,5

Digitized by Google

Aus dieser Tabelle geht hervor, dass zur Zeit des höchsten Sonnenstandes die vertikale Wärmeabnahme am Erdboden ausserordentlich gross ist und dass diese nach Abend hin rasch abnimmt. Während bei wolkigem Wetter zwischen 7 und 8 Uhr abends die Wärmeabnahme nach der Höhe noch regelmässig erfolgt, sinkt sie bei heiterer Witterung in den tieferen Luftschichten auf 0° herab, wodurch die Tendenz einer Umkehrung vertikaler Temperaturverteilung angedeutet ist. Auch ist aus der Tabelle ersichtlich, dass die Abnahme bei heiterem Wetter rascher erfolgt, als bei wolkigem.

Bei den Schweizer Stationen nimmt die Wärmeabnahme mit der Höhe mit zunehmender Breite ab, und man sollte erwarten, dass dieses auch für die nördlicher gelegenen Stationen der Fall wäre; allein die Zahlen für das Erzgebirge und den Harz bestätigen diese Vermutung keineswegs, vielmehr ist bei diesen die Abnahme im Jahre grösser als in der nördlichen Schweiz. Diese eigentümliche Erscheinung findet ihre Erklärung in den Gegensätzen der Wetterlage während der kälteren Jahreszeit über Norddeutschland und über der Alpengegend. Während zur Winterszeit in Norddeutschland die vorwiegend südwestliche Luftbewegung eine sehr lebhafte ist, und die Temperaturabnahme mit der Höhe eine ziemlich regelmässige bleibt, ist im Süden unter dem Einflusse häufiger barometrischer Maxima das Wetter still und klar, so dass alle Bedingungen gegeben sind, intensive Kälte zu entwickeln, die sich insbesondere über die Thäler und die Ebenen ausbreitet, namentlich dann, wenn eine Schneedecke vorhanden ist, wogegen die Bergeshöhen dann viel wärmer sind als die Niederungen.

Den letzteren Fall, welcher bei jeder grösseren Kälteepoche beobachtet werden kann, wollen wir an einem besonderen Beispiele näher betrachten, wozu die Epoche ungewöhnlich strenger Kälte im Dezember 1879, welche von Hann eingehend untersucht worden ist[1]), sich ganz besonders eignet. Vom 7. bis zum 28. Dezember lagerte über Mitteleuropa ein Gebiet ungewöhnlich hohen Luftdrucks, das Wetter war sehr ruhig und die Bewölkung gering. Die Region des höchsten Luftdruckes war zugleich diejenige einer anormalen Wärmeerniedrigung, die über die Alpen hinaus nach Italien hinabreichte, während der skandinavische und russische Norden eine höhere Temperatur hatte als Mitteleuropa und an vielen Tagen selbst Oberitalien. Hervorzuheben ist, dass das ganze Gebiet bis weit hinab nach Süden von einer meist tiefen Schneelage bedeckt war.

Die mittleren Werte einiger der wesentlichsten meteorologischen Elemente für die 23 Tage, während welcher Westösterreich in der Zone höchsten Luftdruckes lag, gibt folgende Tabelle für 4 Stationen:

---

[1]) Vergl. Hann, Klimatol. S. 160 und Zeitschr. der Oest. Ges. Jahrg. 1880. S. 76.

Digitized by Google

Mittel für 3. und 7.—28. Dezember 1879.

	Seehöhe m	Luftdr. Mittel	Temperatur 7h	2h	9h	Mittel	Mittl. Bew.	Mittl. Windst.
Wien	202	757,0	— 9,9	— 6,8	— 9,5	— 8,9	3,4	0,9
Klagenfurt . .	450	735,3	— 18,9	— 13,4	— 16,7	— 16,4	4,1	1,0
Stelzing . . .	1410	—	— 8,9	— 3,4	— 6,7	— 6,4	2,3	0,0
Hochobir . . .	2040	597,8	— 11,2	— 7,3	— 10,6	— 9,9	2,6	—

„Das Dezembermittel für Wien ist fast — 9° C., d. i. nahezu die normale Januartemperatur von Petersburg (—9,4°), das für Klagenfurt sogar —16,4°, gleich dem Dezember von Nowaja Semlja unter 73½° n. B. oder gleich dem von Tobolsk und Tomsk, also eine echt sibirische Kälte.“ Aber im Gegensatze zu der Kälte der unteren Luftschichten erfreuen sich die Alpenstationen in mittleren Höhen bei fast konstant heiterem Himmel und windstillem Wetter der angenehmsten Temperatur; in Hochobir ist es im Mittel wärmer als in Klagenfurt (Höhenunterschied 1590 m) 7h a. m. um + 7,7°, 2h p. m. um 6,1°, und 9h p. m. um 6,1°, durchschnittlich also um 6,5°.

Diese Wärmezunahme mit der Höhe war allgemein im ganzen Alpengebiete. Für die Wärmeverteilung im ganzen Dezember in Kärnten erhalten wir folgende Mittelwerte:

Seehöhe Mittel, Meter	450	580	830	1200	2040
Zahl der Stationen	5	5	9	7	—
Temp. Mittel	— 13,3°	— 10,4°	— 8,8°	— 6,9°	— 9,4
Temp. Min.	— 25,6°	— 21,1°	— 19,3°	— 18,5°	— 24,4
Bewölk. Mittel	3,9°	3,0°	2,4°	2,4°	

Während die Bewölkung mit der Höhe abnimmt, werden die Mitteltemperaturen mit wachsender Höhe regelmässig grösser.

In den Tagen vom 16.—28. Dezember, als das barometrische Maximum über den Alpen lag, war die vertikale Wärmezunahme am grössten; die mittlere Temperatur während dieser 13 Tage betrug:

	Seehöhe	7h	2h	9h	Mittel	Mittl. Bewölkung
Klagenfurt . . .	440 m	— 19,1°	— 13,0	— 16,4	— 16,2	3,2
Hochobir	2040 m	— 5,9°	— 1,2	— 5,5	— 4,5	1,7
Ischl	467 m	— 12,7°	— 7,3	— 13,0	— 11,8	1,6
Schafberg . . .	1776 m	— 0,1°	0,6	— 1,3	— 0,5	0,7

„Während in Klagenfurt eine wahrhaft sibirische Kälte herrschte, war die Temperatur zu Obir mild und am Schafberggipfel selbst nachts dem Nullpunkte nahe. Höchst bemerkenswerter Weise zeigt sich der Temperaturunterschied um 7h a. m. am grössten, d. h. die Höhen sind dann relativ am wärmsten. Dies beweist direkt, dass die ganze Erscheinung ein Effekt der Wärmestrahlung und des Herabsinkens der kalten Luft in die Thäler war.“ Nach Cantoni waren die mittleren Temperaturen und die absoluten Minima für den Zeitraum von der zweiten Dekade des Dezembers 1879 bis zur ersten Dekade des Februar 1880:

Ort	Alessandria	Pavia	Mailand	Varese
Höhe Meter	98	98	147	862
Mitteltemperatur . . .	— 8,5	— 7,6	— 5,7	— 1,0
Minimum	— 17,0	— 14,0	— 10,5	— 9,4

Also auch an der Südseite der Alpen war die Wärmezunahme mit der Höhe ganz deutlich ausgesprochen. Das Pothal bildete das

Digitized by Google

Reservoir, in welches die kalte Luft von den umgebenden Höhen abfloss. Ebenso zeigt der Puy de Dôme dieselbe Erscheinung, wobei noch ganz besonders die grosse Trockenheit der Luft in den oberen Regionen hervorzuheben ist:

20.—28. Dezember 1879 6h morgens.

Ort	Höhe	Temp.	Rel. Feucht.	Bewölkg.
Puy de Dôme . . .	1470 m	3,8	38%	13%
Clermont (am Fusse)	390 m	— 13,2	91	7

Aus allen diesen Darlegungen geht zur Genüge hervor, dass die Auffindung eines allgemein gültigen Gesetzes für die Wärmeabnahme mit der Höhe durch viele Umstände erschwert wird, welches sowohl für die Theorie, als ganz besonders für die Praxis von ausserordentlicher Bedeutung wäre. Immer noch ist eine grössere Anzahl geeigneter Bergstationen in den verschiedenen Ländern, insbesondere in den Tropen, ein sehr dringendes Desiderat. Andererseits erscheint die Anwendung von Ballons captivs ganz geeignet, die Temperaturverhältnisse wenigstens in den unteren Schichten zu erforschen. Hoffentlich wird in der Jetztzeit, in welcher das Interesse für Meteorologie ein so ausserordentlich reges geworden ist, auch nach dieser Richtung mehr gethan werden.

Verteilung der Lufttemperatur über der Erdoberfläche.

Die Tafel I veranschaulicht die Verteilung der Lufttemperatur über der Erdoberfläche für die extremen Monate Januar und Juli. Die eingezeichneten Kurven, Isothermen, verbinden die Orte mit gleicher mittlerer Temperatur. Die Karte enthält nur die Isothermen von 10° zu 10° C. Die den Schnittpunkten beigeschriebenen Zahlen bezeichnen die Differenz der beiden extremen Monate Januar und Juli. Bei der Konstruktion der Isothermenkarten werden die Mitteltemperaturen des Jahres oder der Monate oder anderer bestimmter Zeitabschnitte von möglichst vielen Orten der Erde in eine geographische Karte eingetragen, und die Orte mit gleicher Wärme in bestimmten Temperaturintervallen mit einander verbunden. Da nun aber nach den vorhergehenden Erörterungen die Lufttemperatur mit der Höhe abnimmt, so ist es, um eine einfache Anschauung von der Verteilung der Wärme zu geben, und hierfür eine streng wissenschaftliche Grundlage zu schaffen, notwendig, alle Temperaturangaben auf dasselbe Niveau zu reduzieren, und als ein solches Niveau wählt man gewöhnlich den Meeresspiegel. Die Darstellung der horizontalen und vertikalen Wärmeverteilung auf ein und derselben Karte würde mit den grössten Schwierigkeiten verknüpft sein, wenn man nicht die grössten Willkürlichkeiten gebrauchen wollte. Für unsere Isothermenkarte, welche mit Berücksichtigung der neuesten Karten von Hann konstruiert worden ist[1]), wurde als Korrektionsgrösse 0,5° C.

[1]) Hann: Atlas der Meteorologie (Berghaus, physik. Atlas, Abteil. III). Wir verfehlen nicht dieses musterhafte Kartenwerk allen Freunden der Meteorologie auf das Wärmste zu empfehlen.

Digitized by Google

für jede 100 m Erhebung über dem Meeresspiegel angewendet. Die Karte zeigt uns also nicht die Wärmeverteilung auf der Erdoberfläche, wie sie wirklich ist, sondern wie sie sein würde, wenn unter sonst gleichen Verhältnissen alle in Betracht gezogenen Orte die Höhe des Meeresspiegels hätten. Um die Wärmeverteilung über der Erdoberfläche auf einer einzigen Karte darstellen zu können, wurde, wie es auch gewöhnlich geschieht, die sogenannte Merkator'sche Projektion angewendet, wobei alle Meridiane und Parallelkreise gerade Linien sind, die sich unter rechtem Winkel schneiden, wie es ja auch der Wirklichkeit entspricht. Wir machen darauf aufmerksam, dass bei dieser Kartenprojektion der Massstab in den verschiedenen Breiten verschieden ist, so zwar, dass derselbe mit der Breite zunimmt. Unter dem 60. Breitegrade ist er beispielsweise doppelt so gross, als unter dem Aequator. Es ist dieser Umstand deswegen wichtig zu bemerken, weil wir hierdurch oft irre geführt werden, den Einfluss der in hohen Breiten gelegenen Teile der Erde erheblich zu überschätzen. Setzen wir den Flächeninhalt der ganzen Erdoberfläche gleich 1000, so erhalten wir für denjenigen der Zone zwischen 25° n. und s. Breite 417, für 25—65° n. und s. Breite 490 und für die noch übrig bleibenden Polarzonen nur 95.

Wir haben darauf verzichtet, eine Isothermenkarte für die Verteilung der mittleren Jahrestemperaturen zu entwerfen, weil detailliertere Isothermenkarten für die Jahresmittel so vielfach veröffentlicht worden sind, dass dieselben jedem leicht zugänglich sind. Indessen kann auch unsere Karte (Tafel I) eine ungefähre Vorstellung von der Verteilung der Jahresmittel der Temperatur geben, indem diese annähernd gleich sind dem Mittel aus den Januar- und Juliisothermen, welche den betreffenden Orten zukommen.

Die unten (Seite 70) stehende Tabelle gibt eine Uebersicht der Verteilung der Wärme auf der Erdoberfläche und zwar für das Jahr und die vier Monate Januar, April, Juli und Oktober, welche für die ektropische Zone fast allgemein die Repräsentanten der vier Jahreszeiten darstellen. Für die Tropen sind die Mitteltemperaturen der extremen Monate angegeben, wenn diese ausserhalb der obigen Monate fallen. Die mittleren Jahresextreme der Temperatur bezeichnen die höchsten und tiefsten Temperaturen, die im Jahre durchschnittlich in der betreffenden Beobachtungsreihe vorkommen. Die Zahlenwerte sind den Arbeiten von Hann, Wild, Woeikof, Blanfort, Schott u. a. sowie den Zeitschriften der Deutschen und Oesterreichischen meteorologischen Gesellschaften entlehnt.

Obgleich alle Orte auf demselben Parallelkreis in derselben Weise von der Sonne bestrahlt werden, dieselbe Tageslänge bei derselben Sonnenhöhe haben, so verlaufen die Jahresisothermen doch nicht parallel den Breitegraden, sondern weichen bald nach Norden, bald nach Süden hin nicht unerheblich ab. Die höchsten Jahrestemperaturen über 30° C. finden wir im nördlichen Afrika: Massaua 31,8°, Chartum 30,5°, Oberer Senegal über 30°, Kuka 30°. Andere Regionen mit einem Jahresmittel von über 28° C. befinden sich über der Osthälfte der Halbinsel Indiens und über dem Innern von Mexiko. Eine

Digitized by Google

breite Zone mit einer Temperatur von 24 und darüber liegt zu beiden Seiten des Aequators, am breitesten ist dieser Gürtel über Afrika und südlich von Asien, am schmälsten westlich und östlich von Amerika. Es ist dieses das Gebiet der heissen Zone, die wir durch den 25.° nördlicher und südlicher Breite abgrenzen wollen. Diese Zone ist wohl die einflussreichste der ganzen Erde, denn mehr als $^3/_4$ dieser Zone ist mit Meer bedeckt, welches an seiner warmen Oberfläche eine ausserordentlich grosse Menge Wasser verdunstet, das den höheren Breiten zugeführt wird; ausserdem wird das warme Oberflächenwasser durch die Meeresströmungen nach den kälteren Gegenden des Nordens und Südens hingetrieben. Die heisse Zone ist gewissermassen als der Regulator beider Hemisphären anzusehen. Die Isothermen in mittleren Breiten zeigen für die nördliche Hemisphäre die charakteristische Eigentümlichkeit, dass sie auf dem atlantischen und auf dem stillen Ozean nach Nord, über den Kontinenten nach Süd ausgebuchtet sind, so dass also für diese Breiten die Luft über dem Meere wärmer ist, als über dem Kontinente. Die niedrigste Jahrestemperatur scheint im Nordwesten Grönlands zu liegen, wo sie in Lady-Franklin-Bai auf —19° herabgeht. Ein anderes Kältegebiet liegt in Nordsibirien am mittleren Lauf der Jana, wo Werchojansk eine mittlere Jahrestemperatur von —17,1° und Ustjansk eine solche von —15,9° aufweisen. Der Unterschied der extremen mittleren Jahrestemperaturen beträgt also für die Nordhemisphäre rund 50°. Auf der Südhemisphäre zeigen die Isothermen auf dem Meere einen mit den Breitenkreisen ziemlich parallelen Verlauf, im Süden Amerikas, Afrikas und Australiens sind sie nach Süden hin ausgebuchtet.

Die Januarisothermen zeigen die grösste Abweichung nach Süden. Der Gürtel grösster Erwärmung liegt südlich vom Aequator. Im Innern Australiens steigt die mittlere Januarwärme auf 35° C. und so bildet Australien mit seinen waldlosen trockenen Länderstrecken ein mächtiges Wärmereservoir im südhemisphärischen Sommer. Zwei Wärmemaxima liegen über Afrika, eins über dem mittleren, ein anderes über dem südlichen Kontinente, in welchen die Temperatur 30° übersteigt. Ein weiteres Maximum mit einer mittleren Januartemperatur von 30° befindet sich im Innern des subtropischen Amerika. Die Isothermen ausserhalb der Wendekreise zeigen auf der südlichen Hemisphäre einen ziemlich parallelen Gang, dagegen auf der nördlichen Hemisphäre starke Ausbuchtungen, und zwar auf dem Meere nach Norden, auf dem Festlande nach Süden. Auf dem Ozean ist also das Wetter im Winter warm, dagegen kalt auf den Kontinenten. Die Ausbuchtung der Isothermen wächst rasch mit der Breite: so liegt die Isotherme von 20° zwischen dem 16. und 20.° n. B., die von 10° zwischen dem 25. und 50.° n. B. die von 0° zwischen dem 34. und 70.° n. B., so dass die Breitenunterschiede beziehungsweise 16°, 25° und 36° betragen. Bemerkenswert sind die Isothermen von 0° und —10°, die über dem atlantischen Ozean eine mächtige Ausbuchtung nach Norden zeigen, während sie in ihrem weiteren Verlauf nach Osten hin bis nach China herabreichen. Charakteristisch,

Digitized by Google

für die Januarisothermen ist der sehr starke Abfall im Westen der Kontinente sowohl in Amerika als auch in Europa, wodurch die rasche Zunahme der Kälte ostwärts nach dem Innern der Kontinente angedeutet ist.

Während in der Gegend der Parryinseln die Januartemperatur unter —35° sinkt, finden wir eine noch grössere Kälte im nordöstlichen Sibirien. Die geringste Temperatur, welche uns auf unserer Erde bekannt ist, hat Werchojansk, eine Stadt auf ebenem Terrain in geringer Entfernung von der Jana. Hier beträgt die Mitteltemperatur des Januar der Jahre 1884—1887 —53,1°. Monatsmittel von —50° und darunter kommen selbst schon im Dezember vor, Temperaturmittel, wie sie in anderen Polargebieten überhaupt noch nie beobachtet worden sind. In jedem der drei Wintermonate sind Temperaturminima von —60° ganz gewöhnlich. Im Winter 1886 kam ein Minimum von —66,5° vor. Andererseits ist in Lady-Franklin-Bai die kälteste Monatstemperatur (Februar) im Mittel von 3 Jahren —40,1°. Die Gegenden grösster Kälte fallen hiernach nicht mit der Gegend des Nordpols zusammen, sondern bilden zwei getrennt liegende Regionen, von denen die eine nördlich von Amerika, und die andere, mit intensiverer Kälte, im nordöstlichen Sibirien liegt.

Die Juliisothermen zeigen ganz andere Verhältnisse. Der Gürtel grösster Wärme ist nordwärts gerückt weit über den Aequator hinaus. Die grösste Wärme entfällt auf das obere Pandschabgebiet, Mesopotamien, Nordafrika und den Südwesten Nordamerikas. In diesen Gegenden erreicht die Temperatur des Juli im Mittel 34—36° C. Bemerkenswert ist die rasche Abnahme der Temperatur nach den Küsten hin, wodurch der grosse Kontrast zwischen dem Sommer des Binnenlandes und der Küste sehr deutlich gekennzeichnet ist. In höheren Breiten laufen auf der südlichen Hemisphäre die Isothermen im allgemeinen parallel, nur auf der Ostseite Südamerikas und Südafrikas findet eine Ausbuchtung derselben nach Norden hin statt. Auf der nördlichen Hemisphäre sind die Isothermen zwar mehr im Sinne der Parallelen gerichtet, allein es ist im Gegensatz zum Januar eine, wenn auch geringere Ausbuchtung auf dem Ozean nach Süden, auf den Kontinenten nach Norden hin nicht zu verkennen. Ferner sehen wir, dass die Juliisothermen viel weiter auseinander liegen, als im Januar, woraus hervorgeht, dass im Sommer die Wärme mit wachsender Breite langsamer abnimmt, als im Winter. Mitteltemperaturen unter 0° scheinen im Juli auf der Nordhemisphäre nicht vorzukommen. Die niedrigsten Temperaturen liegen in der Umgebung des Nordpols, wo die Wärme geringer ist als 2° C.

Die auf der Karte dargestellten Temperaturschwankungen sind bereits oben besprochen worden, worauf wir deswegen verweisen.

Die Isothermenkarten geben ein vortreffliches Mittel, die durchschnittliche Temperatur eines jeden Breitenkreises zu bestimmen und so die Wärme festzustellen, welche einem jeden Orte nach seiner geographischen Breite zukommen sollte, und um wie viel er nach der einen oder anderen Seite abweicht. Die mittlere Temperatur jeden

Digitized by Google

Breitengrades wurde schon von Dove berechnet, indem er für die nördliche und südliche Hemisphäre das Mittel aus den Temperaturen jedes 10. Längengrades auf demselben Breitenkreise nahm. Das Mittel aus den 36 äquidistanten Punkten gab die mittlere Temperatur des betreffenden Breitekreises. Seit jener Zeit sind die Isothermenkarten wesentlich verbessert worden, so in neuester Zeit insbesondere durch Hann, in Berghaus' Physikalischem Atlas. Auf Grundlage dieser Isothermenkarten ist die mittlere Temperatur der Parallelkreise von Spitaler[1]) berechnet worden und zwar ganz nach dem Vorgange Dove's. Die von Spitaler gefundenen Werte für das Jahr und die extremen Monate Januar und Juli sind in folgender Tabelle enthalten:

Breite	Jahr		Januar		Juli	
	N	S	N	S	N	S
0°	25,9	25,9	26,2	26,2	25,5	25,5
5	26,1	25,5	26,2	26,1	26,1	24,9
10	26,4	25,0	25,7	25,9	26,7	24,0
15	26,3	24,2	23,9	25,7	27,9	22,6
20	25,6	22,7	21,7	25,5	28,1	20,5
25	23,7	20,9	18,4	24,7	28,0	18,1
50	20,3	18,5	13,9	22,6	27,4	15,2
35	17,1	15,2	8,8	19,3	25,8	12,4
35	14,0	11,8	3,9	16,1	23,8	9,7
40	9,6	8,9	— 2,3	12,5	20,8	6,7
45	5,6	5,9	— 7,2	8,0	18,1	3,2
50	2,3	3,2	— 10,9	4,6	15,7	— 0,6
55	— 0,8	0,2	— 16,0	—	14,1	—
60	— 1,3	—	— 22,5	—	12,2	—
65	— 9,9	— 4,9	— 25,5	—	7,3	—
70	— 13,3	—	— 29,1	—	4,0	—
75	— 16,8	— 8,4	— 32,0	—	2,6	—
80	— 20,0	— 9,3	— 36,9	—	2,1	—

Aus dem Umstande, dass diese Zahlen wenig von den Doveschen abweichen, kann man schliessen, dass dieselben für die einzelnen Breitegrade schon ziemlich der Wirklichkeit sich nähern. Aus diesen Zahlen können nun nach Spitaler folgende Schlüsse gezogen werden: 1. Dass vom Aequator bis zum 45. Parallel die nördliche Hemisphäre wärmer ist, als die südliche; am grössten ist der Ueberschuss am 20. und 25. Parallel. Jenseits des 45. Parallels kehren sich die Verhältnisse um, die Temperaturen erreichen bei Zugrundlegung der von Hann abgeleiteten Werte für die höchsten Breiten sogar nahe 10° Ueberschuss über die der entsprechenden nördlichen Parallele. 2. Der wärmste Parallel ist nicht der Aequator, sondern der von 10° n. B., selbst im Winter der nördlichen Hemisphäre fällt er noch etwas nördlich vom Aequator. 3. Die Wärmeabnahme vom Aequator gegen die Pole ist auf beiden Hemisphären ungleich schnell. Das erste Maximum der Abnahme tritt auf der nördlichen Hemisphäre zwischen

[1]) Spitaler: Die Wärmeverteil. auf unserer Erdoberfläche, Wiener Akad. Bd. 51, vergl. Met. Zeitschr. 1886, 560 und Ueber die Temperaturanomalien auf der Erdoberfläche (Peterm. Mitth. Jahrg. 1887. S. 364).

Digitized by Google

40 und 50° ein, auf der südlichen zwischen 35 und 40°; das Hauptmaximum der Wärmeabnahme tritt auf beiden Hemisphären zwischen 65 und 70° ein. 4. Die nördliche Hemisphäre hat ganz ungleich grössere Wärmeschwankungen als die südliche, wie man leicht erkennt, wenn man die Differenzen für den wärmsten und kältesten Monat für alle Parallele beider Hemisphären bildet. 5. Das Mittel aus der Januar- und Julitemperatur gibt schon nahe das Jahresmittel für die Parallele. Die Formel, welche Spitaler entwickelt für die Berechnung der mittleren Temperatur der Parallele, ist folgende:

$T\varphi = A + B \cos \varphi + C \cos 2\varphi + Dn \cos 2\varphi$, worin n das Verhältnis angibt, wie viel Teile des betreffenden Parallels mit Land bedeckt sind. Für die mittlere Jahrestemperatur bestimmt Spitaler unter Berücksichtigung einiger Anomalien die Konstanten und erhält: $T\varphi = 2{,}43 + 17{,}61 \cos \varphi + 7{,}05 \cos 2\varphi + 19{,}29\ n \cos 2\varphi$.

Setzt man für eine reine Wasseratmosphäre $n = 0$, und dann für eine reine Landatmosphäre $n = 1$, so lassen sich die Wärmeverhältnisse beider ermitteln. Aus den berechneten Werten ersieht man, dass die Wärmeabnahme vom Aequator nach den Polen auf der Landatmosphäre viel rascher erfolgt, als auf der Wasseratmosphäre. Der Unterschied zwischen Aequator und Pol ist auf jener 29,6°, auf dieser 74,7°. Als mittlere Temperatur für eine reine Wasserhemisphäre findet Spitaler 13,8°, für eine reine Landatmosphäre 20,2°. Indessen kann aus diesen Zahlen weder gefolgert werden, dass die südliche Hemisphäre, die einer Wasserhemisphäre nahe kommt, kälter sei, als die nördliche, noch dass die mittlere Temperatur der ganzen Erde zwischen diesen Werten liegen muss. Die extremen Fälle wären: von 0°—45° Land, von 45°—90° Wasser, und umgekehrt von 0°—45° Wasser und von 45°—90° Land. Für die erstere würden die Wärmeunterschiede zwischen Aequator und Pol 51° sein (Aequator 41,5, Pol — 9,5), für die letztere ebenfalls 51° (Aequator 22,2°, Pol —28,8°) und die mittleren Temperaturen für die erstere 22,8°, und für die letztere 11,1°; zwischen diesen Extremen muss die mittlere Temperatur der Erde liegen. Unter der Annahme, dass auf der nördlichen Hemisphäre jenseits des 75. Breitenkreises alles Land mit Eis bedeckt sei, und ebenso jenseits des 65. südlichen Breitegrades, ergaben sich als wirkliche Mitteltemperaturen der beiden Hemisphären sowie der ganzen Erde:

Nördliche Hemisphäre	14,7
Südliche „	14,2.

Bei völlig eisfreier Wasserhemisphäre würde sich aber ergeben:

Nördliche Hemisphäre	15,3
Südliche „	15,7.

Nach Spitaler dürfte man also die mittlere Jahrestemperatur beider Hemisphären gleich annehmen und zwar zu rund 15°. Für die extremen Monate erhielt Spitaler folgende Werte:

Digitized by Google

	Januar	Juli
Nördliche Hemisphäre	7,97 °	22,54 °
Südliche „	17,54 °	12,35 °
Ganze Erde	12,8 °	17,4 °

Durch die Spitaler'schen Untersuchungen wird der Ausspruch Dove's bestätigt, dass es für die ganze Erde einen Winter gäbe, welcher mit dem der nördlichen Hemisphäre, und einen Sommer, der ebenfalls mit dem der nördlichen Hemisphäre zusammenfällt.

Eine Vergleichung der östlichen Hemisphäre (80° W. bis 100° Ost) mit der westlichen, von denen die erstere bei weitem die grössten Länderkomplexe der ganzen Erde enthält, die letztere vorzugsweise vom Meere eingenommen wird, ergibt folgendes Resultat:

	Oestliche Erdhälfte	Westliche Erdhälfte
Nördliche Hemisphäre	16,7 °	13,9 °
Südliche „	14,3 °	14,9 °
Mittel	15,5 °	14,4 °

Die grössere Wärme fällt also der östlichen Halbkugel zu, welche mehr Land hat, und zwar kommt dieser Wärmeüberschuss der nördlichen Hemisphäre zu gute.

Meerestemperatur.

Die Temperatur des Meeres an der Oberfläche wird durch ein gewöhnliches Thermometer beobachtet, wobei indessen Sorge zu tragen ist, dass die Angabe des Thermometers durch die Lufttemperatur nicht beeinflusst wird. Für grössere Tiefen sind die Thermometer besonders konstruiert (Tiefseethermometer) und gewöhnlich zum Selbstregistrieren eingerichtet.

Fig. 12 zeigt ein solches registrierendes Thermometer nach Richard-schem System. Die Uebertragung der Meerestemperatur nach der Bourdon'schen Röhre wird durch eine versilberte Messingröhre bewerkstelligt.

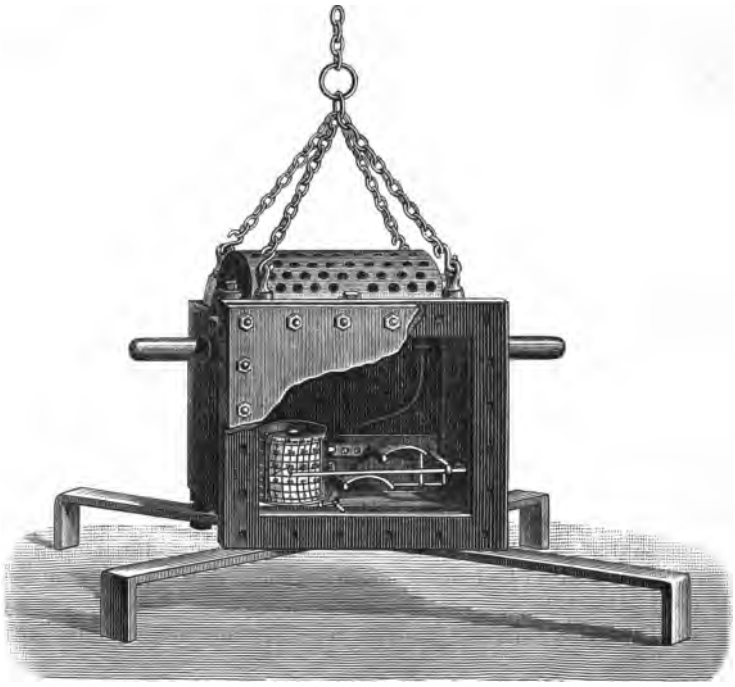
Die Beobachtungen der Temperatur an der Meeresoberfläche weisen eine tägliche und eine jährliche Periode nach, welche mit derjenigen der Luft eine grosse Aehnlichkeit haben. Die tägliche Amplitude ist ausserordentlich klein und beträgt auf hoher See nur einen Bruchteil eines Grades. Nur in der Nähe der Küsten und an seichten Stellen kommt sie einigermassen zur Geltung. Das Maximum findet dann einige Stunden nach Mittag statt, das Minimum morgens nach Sonnenaufgang.

Auch die jährliche Amplitude bei Oberflächentemperatur ist wie die tägliche sehr gering, am kleinsten ist sie auf hoher See, grösser an den Küsten und an seichten Stellen, immer aber bleibt sie an demselben Orte hinter der Amplitude der Lufttemperatur zurück. Wie die Amplitude der Lufttemperatur so nimmt auch sie mit wachsender Breite unter gleichen Umständen zu. Dabei fallen die Extremen

Digitized by Google

nicht mit denjenigen der Luftwärme zusammen, sondern verspäten sich im allgemeinen um einen vollen Monat. Die extremen Monate sind also der Februar und August. Tafel II veranschaulicht die Verteilung der Oberflächentemperatur während dieser beiden extremen Monate, wobei die den Schnittpunkten beider Kurvensysteme beigeschriebenen Zahlen den Temperaturunterschied (Amplitude) in beiden Monaten angeben. Diese Amplituden sind am Aequator fast Null,

Fig. 12.



mit zunehmender Breite wachsen sie langsam über Null hinaus, und erreichen nur stellenweise, so z. B. über der Mitte des nordatlantischen Ozeans, 10°. Wie die Karte (Tafel II) nachweist, haben die Sommer- und Winterisothermen ziemlich denselben Verlauf. Indessen zeigt sich an den Ost- und Westufern der Ozeane ein auffallender Gegensatz, welcher durch die Meeresströmungen verursacht wird, welche das Seewasser im beständigen Kreislauf in Bewegung erhalten.

Meeresströmungen.

Nach den neueren Untersuchungen steht fest, dass die Meeresströmungen durch die vorherrschenden Winde bedingt werden und dass also die Richtung der Meeresströme mit derjenigen der vorherrschenden Winde im allgemeinen zusammenfällt. Wir hätten

Digitized by Google

deshalb die Meeresströmungen im Anschluss an die Winde zu besprechen, indessen erscheint es wünschenswert, wenn wir uns schon hier ein allgemeines Bild über den Kreislauf des Wassers an der Oberfläche der Ozeane zu verschaffen suchen. In der Fig. 13 geben wir nach Wild (Thalassa) eine schematische Darstellung der Oberflächenzirkulation, der vorherrschenden Winde und der ozeanischen Isothermen. In den höheren Breiten beider Hemisphären herrschen westliche Strömungen, in den mittleren Breiten in der Nähe des

Fig. 13.

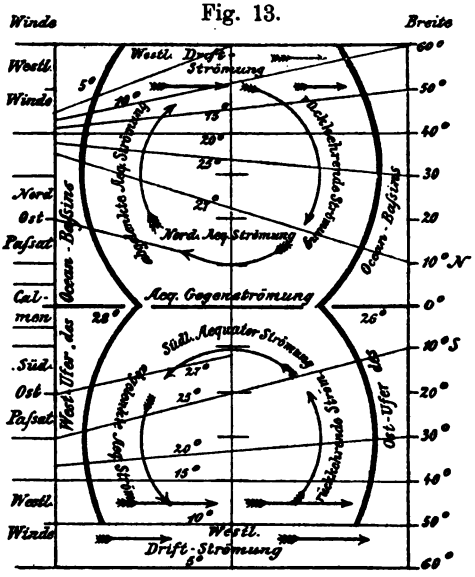


Diagramm der Oberflächenströmungen und der Isothermen der Ozeane.

30. Breitegrades kreist ein mächtiger Strom auf der nördlichen Hemisphäre mit, auf der südlichen gegen die Bewegung des Uhrzeigers, auf der Nordhemisphäre rechts kühle Strömung dem Aequator, links warme Luft den höheren Breiten zuführend, auf der Südhemisphäre gerade umgekehrt. Hieraus wird sofort einleuchtend, das in niedrigen Breiten die Westküsten abgekühlt, die Ostküsten dagegen erwärmt werden. Da in höheren Breiten die Westströmung nichts anderes ist, als das Stück einer Kreisströmung, deren Kern noch höher im Norden resp. im Süden gelegen ist, und dessen Bewegung im Norden gegen die Richtung der Uhrzeiger, im Süden umgekehrt vor sich geht, so folgt, dass in höheren Breiten die Westküsten erwärmt, dagegen die Ostküsten abgekühlt werden.

Als die relativ wärmsten Teile der offenen Ozeane ergeben sich nach Krümmel[1]) folgende: im Pacifischen Ozean das inselreiche Ge-

[1]) Krümmel: Die Temperaturverteilung in den Ozeanen. 1. Oberflächen-Temperaturen. Zeitschrift für wissenschaftliche Geographie. Bd. VI. S. 30. Weimar 1887.

Digitized by Google

biet zwischen Hinterindien und den Marquesas 28—29° C., und im Indischen Ozean die östliche Hälfte von den Chagosinseln an nördlich von 10° s. B. Im Februar zeigt sich eine zusammenhängende breite Zone mit der hohen Temperatur von 28—29½° C., von der Ostküste Afrikas an bis zu den niedrigen Inseln reichend: eine Strecke, die dem halben Erdumfang gleichkommt. Im offenen Atlantischen Ozean ist das Gebiet der Guineaströmung nur im Februar über 28° erwärmt, dagegen findet sich in der Karibersee eine kleine Fläche, welche das ganze Jahr hindurch kaum unter 28° Wasserwärme haben dürfte.

Die Tabelle Seite 67 gibt nach den planimetrischen Berechnungen von Krümmel für die Ozeane und die Nebenmeere das Areal aller über 24° und 20° erwärmten Meeresteile, wobei die Zahlen Millionen Quadratkilometer bedeuten.

Hieraus ergibt sich das bemerkenswerte Resultat, dass fast genau 40 % oder ²/₅ der ganzen Meeresoberfläche der Erde eine Temperatur von mehr als 24° besitzen. Hervorzuheben ist die grössere Erwärmung der Nordhemisphäre gegenüber derjenigen der südlichen; denn die Wasserfläche der ersteren ist im Nordwinter noch 36,0 %, im Nordsommer aber 56,0 % tropisch (d. h. über 24°) erwärmt, während die Meere der Südhemisphäre im Südwinter nur 23,2 %, im Südsommer nur 42,6 % nachweisen können. Summieren wir die in den kühlen Jahreszeiten der beiden Hemisphären noch mehr als 24° besitzenden Meeresflächen, so finden wir, dass von der ganzen irdischen Meeresfläche 29 %, also fast ⅓ niemals unter 24° sich abkühlt.

Ferner geht aus der Tabelle hervor, dass mehr als die Hälfte der ganzen Meeresfläche sich über 20° erwärmt; das ganze Jahr hindurch haben 43 % der Meeresoberfläche eine höhere Temperatur als 20°, während 62 % periodisch darüber erwärmt werden, — „Werte, welche uns klar zeigen, welch unermesslichen Herd von feuchtwarmer Luft die tropischen und subtropischen Meere vorstellen: ein Umstand, dessen Bedeutung für die Meteorologie vielleicht noch grösser ist, als man gegenwärtig veranschlagt. Es mag in diesem Zusammenhange hier nur angedeutet werden, dass wohl nicht gerade zufällig auf unseren Karten die mit 28° und 30° Wasserwärme ausgestatteten Meeresstriche die Geburtsstätten tropischer Orkane sind.“

Die tiefsten beobachteten Temperaturen der Meeresoberfläche liegen etwas unter Null. Das Gefrieren des Seewassers erfolgt wegen des bedeutenden Salzgehaltes nicht so leicht, wie das des süssen Wassers; denn die Temperatur der grössten Dichte liegt unter dem Gefrierpunkt, und daher sinkt das kältere Wasser bei 0° in die Tiefe. Indessen ändert sich das spezifische Gewicht in der Nähe des Gefrierpunktes viel langsamer, als bei höheren Temperaturen und daher kann bei rascher Abkühlung Eisbildung eintreten; ferner findet bei Schneefällen, wo also eine Kältemischung vor sich geht, ein Gefrieren des Seewassers statt; auch an den Flussmündungen ist die Gelegenheit zur Bildung oder zur Ansammlung von Eis mannigfach gegeben. Ist die Eisbildung einmal eingeleitet, so schreitet diese nach Massgabe der Abkühlung mehr oder weniger rasch fort, indem sich das

Digitized by Google

Oberflächentemperaturen.

a. Ozeane	Ganzes Areal	Davon erwärmt über 24° Febr.	über 24° Aug.	über 20° Febr.	über 20° Aug.
Nordatlantischer Ozean	36,61	10,77	22,32	18,69	27,61
Südatlantischer „	43,11	14,25	4,67	22,03	12,02
Atlantischer „	79,72	25,02	26,99	40,72	39,63
Nordindischer „	10,75	9,89	10,75	10,75	10,75
Südindischer „	62,58	24,27	14,52	33,66	22,43
Indischer „	73,33	34,16	25,27	44,41	33,18
Nordpacifischer „	90,49	32,46	48,56	46,03	58,54
Südpacifischer „	70,64	41,37	22,54	56,00	38,47
Pacifischer „	161,13	73,83	71,10	102,63	97,01
Nördliche Hemisphäre	172,0	61,95	96,54	81,94	112,12
Südliche „	196,0	83,61	45,45	116,01	76,64
Ganze Erde	368,0	145,56	141,99	197,95	188,76

Areal der Erdoberfläche 510 Mill. qkm
„ „ Festlandfläche 136 „ „
Rest als Meeresfläche 374 „ „

b. Nebenmeere	Ganzes Areal	Davon über 24° Febr.	über 24° Aug.	Davon über 20° Febr.	über 20° Aug.
Roman. Mittelmeer . .	2,89	—	2,32	—	2,50
Amerik. Mittelmeer . .	4,59	3,82	4,59	0,44	4,59
Australasiat. Mittelmeer	8,24	7,73	8,24	8,13	8,25
Rotes Meer	0,45	0,22	0,45	0,40	0,45
Persisches Meer . . .	0,24	—	0,24	0,10	0,24
Andaman. Randmeer .	0,78	0,78	0,78	0,78	0,78
Ostchines. Randmeer .	1,23	—	1,12	0,24	1,23
Japanisches Randmeer .	1,04	—	0,72	—	0,73
Kalifornisch. Randmeer	0,17	—	0,17	0,10	0,17
	19,63	12,55	18,63	10,19	18,94

Digitized by Google

Eis nach allen Seiten vergrössert. Auf der nördlichen Hemisphäre gefriert das Wasser im allgemeinen leichter, als auf der südlichen, und zwar wegen der geringeren Tiefe der Meere und dann wegen der häufigen Durchbrechung der Meere durch ausgedehnte Landmassen, deren Flusswasser dem Meere reichlich zugeführt wird, und deren kalte Luft im Winter dem Meere zuströmt. Aus diesen Gründen ist die Bildung fester Eismassen in der nördlichen Hemisphäre viel leichter, als in der südlichen, und so kommt es denn, dass der grösste Teil des nördlichen Polarmeeres mehr als 8 Monate mit Eis bedeckt ist, während in den südlichen höheren Breiten, wo es nur wenig Land gibt, sich auf dem Meere nur sehr wenig Eis bildet und das Eis hauptsächlich aus Eisbergen besteht. In den nördlichen Polargegenden wird das unter der festen Eisdecke befindliche Wasser vor weiterer Erkaltung geschützt, wogegen in den südlichen arktischen Gegenden die Abkühlung bis in die untersten Schichten hinabdringt, eine Thatsache, die zu dem Schlusse berechtigt, dass die Meere der niederen Breiten namentlich durch das kalte Wasser aus den südlichen höheren Breiten abgekühlt werden.

In den Ozeanen wird die Temperatur um so mehr abnehmen, je grösser die Tiefe ist. In grösseren Tiefen trifft man selbst in den Tropen kaltes Wasser an. Nach den Untersuchungen von Woeikof (Klimatologie I, 137) betragen die mittleren Temperaturen der ganzen Wassersäule für die verschiedenen Breiten:

Breiten	Atlantischer Ozean	Stiller Ozean
40° — 20° N	5,3°	3,2°
20° — 0° S	4,3°	3,7°
0° — 20° S	4,1°	4,1°
20° — 40° S	3,5°	3,3°

Als mittlere Temperatur der ganzen Wassersäule in beiden zwischen 20° n. B. und 20° s. B. ergab sich 3,98 oder rund 4° C. Als Temperatur am Boden ergab sich in denselben Breiten 1,1°.

Mannigfaches Interesse gewähren die von der Seewarte veröffentlichten Karten der Linien gleicher Temperatur des Meerwassers am Meeresboden und diejenige einer Schichte von 800—1000 m Tiefe, beides für den Atlantischen Ozean[1]). Beide Karten zusammen geben uns eine ziemlich klare Vorstellung über die vertikale Wärmeverteilung in den verschiedenen Teilen des Atlantischen Ozeans. Die Temperaturverhältnisse in der Tiefe und am Meeresboden verhalten sich relativ entgegengesetzt, wie nach der Oberfläche. Während hier die Verteilung von warmem und kaltem Wasser im allgemeinen der Regel folgt, dass das erstere sich an den Ostküsten der Erdteile hinbewegt, das kalte Wasser dagegen sich längs der Westküste zeigt, finden wir, dass am Meeresboden das kalte Wasser an den Ostküsten gelagert (wenn wir absehen von jenen in unmittelbarer Nähe der Küste gelagerten Gebieten, in welchen kalte und wärmere Schichten vielfach

[1]) Atlas zum Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean. Herausgegeben von der Direktion der Seewarte. 1882.

Digitized by Google

wechseln) und das wärmere Wasser in der Nähe der Westküsten der Kontinente angesammelt ist. Ferner ergibt sich, dass das Bodenrelief auf das allgemeine Gesetz einen nur geringen Einfluss ausübt. Denn wenn auch der südliche Teil des Atlantischen Ozeans in der Anordnung der Linien gleicher Meerestemperaturen und jener gleicher Tiefen, wie z. B. im westafrikanischen und brasilianischen Becken einige Uebereinstimmung zeigt, so kann man doch bei näherer Betrachtung und namentlich unter Heranziehung der Erscheinungen im Nordatlantischen Ozean dies als von untergeordneter Bedeutung erachten. Wo hier, im nordatlantischen Teile des Ozeans, mit jeder Ortsveränderung die Physiognomie des Bodens eine andere wird, ändert das Bodenwasser seine Temperatur nur langsam und kaum wahrnehmbar. Die höchsten Meerestemperaturen finden sich am Meeresboden im tropischen Teile des Nordatlantischen Ozeans, wo unter 5° Nordbreite und 31° Westlänge Temperaturen von 3° und 3,5° gefunden werden. Höhere Temperaturen zeigen sich in der Nähe der Küstengebiete, der Südspitzen Amerikas und Afrikas und bei der Annäherung an die Gründe der europäischen Gestade. In einer Tiefe von 800—1200 m gestaltet sich die Anordnung der Wärme schon ähnlich, wie sie am Meeresboden gefunden wird.

Dass die Meeresströmungen die Lufttemperatur der angrenzenden Länder beeinflussen, ist eine allgemein bekannte Thatsache, hauptsächlich aber spielen die vorherrschenden Winde, die ja meistens mit der Meeresströmung gleich gerichtet sind, die Hauptrolle. Die kalten Meeresströmungen erniedrigen insbesondere die Temperatur in den Tropen, dagegen warme Strömungen bewirken in höheren Breiten eine Linderung der Sommerhitze dadurch, dass sie die Eisschmelze befördern und mildern die Winterkälte, indem sie die Eisbildung verhindern.

Bei Seen und Meeren, welche mit den Ozeanen nur durch schmale Meerengen verbunden sind, und solchen, auf denen sich kein Eis bildet und die Temperatur des Wassers über den tiefsten Stellen höher als diejenige ist, welche der grössten Dichte entspricht, ist nach Woeikof die Temperatur der Wasseroberfläche im Jahresmittel höher als die Temperatur der Luft, und zwar nicht nur in den mittleren Breiten, sondern auch in den Tropen. Daher muss an den Ufern solcher Seen und Meere die mittlere Jahrestemperatur der Luft höher sein als in einiger Entfernung von ihnen. Die Temperatur der ganzen Wassersäule ist bei diesen Seen und Meeren im allgemeinen niedriger als die Lufttemperatur und zwar um so mehr, je grösser die Tiefe des Bettes ist. Süsswasser- und Salzseen zeigen insofern ein verschiedenes Verhalten, als die ersteren leichter gefrieren und eine grössere Verdunstung und auch eine grössere Wärmekapazität haben als die letzteren.

Digitized by Google

	Breite ° Min.	Seehöhe m	Beob.-Jahre	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr	Jahresextreme		Extreme Monate
A. Tropenzonen.											
1. Westafrika.											
Neu-Gabun	0,25 N	20	1884—85	24,9	**25,3**	22,1*	24,7	24,4	29,1	22,1	—
Boké	10,53	—	78—79	30,9	**36,0**	28,2*	28,8	31,2	—	—	—
Bakel	14,53	klein	1	24,7*	**34,1***	26,6	28,1	28,7	—	—	—
St. Louis	16,1	„	5	20,2*	20,1	26,9	27,2	23,2	—	—	**28,1** Sept.
Kongo-Mündung	5,57 S	9	84—85	26,2	26,9	21,6	24,4	24,9	—	—	—
Chinchoxo	5,9	klein	2	25,2	25,4	21,7*	24,7	24,4	38,2	14,8	**26,3** Febr., März
Loanda	8,49	„	3	24,9	25,4	19,1*	22,8	23,0	—	—	**25,5** Febr., März
St. Helena	15,55	13	—	23,0	23,1	18,4	19,9	21,3	—	—	18,7* Aug., **23,9** Febr.
2. Oestliches und inneres Afrika und Asien.											
Aden	12,45 N	28	5	24,0*	27,7	29,6	27,7	27,3	—	—	**36,9** Juni
Massaua	15,36	klein	—	25,5*	29,9	**34,8**	32,3	31,4	—	—	**29,7** Juni
Chartum	15,36	388	—	19,7*	30,2	**33,1**	29,2	28,5	—	—	**34,5** Juni
Djedda	21½	klein	—	22,5*	26,4	**30,4**	27,9	26,4	—	—	—
Bushire	28,59	8	9	14,5*	21,9	**31,2**	25,4	23,2	—	—	—
Quetta	30,11	1678	8	4,4*	14,2	**25,1**	13,3	14,2	—	—	—
Lado	5,2 S	465	—	28,0	27,4	24,0*	25,0	26,7	—	—	29,6 Febr., März
Kakoma	5,40	1120	81—82	23,0	21,4	18,8	**26,8**	22,3	—	—	—
Mauritius	20,10	9	15	**26,1**	24,8	20,4*	22,3	23,3	—	—	—
3. Südasien und Australien.											
Kurachee	24,47 N	15	11	18,3*	26,7	28,9	26,5	25,2	—	—	**32,2** Mai
Bombay	18,54	11	40	23,2*	28,0	27,2	27,2	26,4	—	—	**29,4** Mai
Mangalore	12,52	7	16	24,7*	**28,6**	24,8	25,6	25,9	—	—	—
Colombo	6,56	12	15—16	26,4*	**28,3**	27,3	27,1	27,3	32,8	20,6	—
New Eliya	6,46	1902	16	14,1*	**15,6**	14,7	15,0	14,9	—	—	—
Trincomalee	8,38	23	15	25,8*	29,2	29,4	27,6	27,9	—	—	29,6 Mai
Madras	13,4	7	27	24,2*	29,4	29,7	27,3	27,7	42,7	16,1	**30,6** Mai

Digitized by Google

Masulipatam	16,9	3	16	23,6*	29,2	28,8	27,2	27,3	—	—	**31,0** Mai
False Point	20,29	24	8	19,9*	27,9	27,5	26,6	25,3	—	—	**28,7** Juni
Saugor Isl.	21,39	8	18	19,7*	28,8	28,3	26,8	25,9	—	—	**29,5** Mai
Lahore	31,34	214	19	12,2*	27,2	31,6	24,9	24,0	47,9	— 0,1	**34,1** Juni
Bickaneer	27,59	226	9	15,9*	30,7	32,2	28,8	26,6	—	—	**34,1** Juni
Delhi	28,40	219	11	14,7*	29,2	30,4	26,0	25,1	—	—	**33,8** Juni
Katmandu	27,42	1337	7—8	8,7*	17,6	**23,0**	17,9	16,0	—	—	—
Allahabad	25,26	113	20	15,9*	30,8	29,4	25,4	25,4	—	—	**33,3** Mai
Patna	25,37	56	18	16,3*	30,6	29,3	26,5	25,4	—	—	**31,2** Juni
Deesa	24,16	142	12	19,5*	30,9	28,5	26,9	26,7	—	—	**33,4** Mai
Jubbalpore	23,9	408	18	16,6*	29,3	26,0	23,4	23,9	—	—	**32,3** Mai
Sucunderabad	17,27	543	16	21,3	30,6	25,1	24,4	25,4	—	—	20,5 Dec., **31,4** Mai
Coimbatore	11,0	23	17	23,1*	**28,5**	24,8	24,9	25,3	—	—	—
Akyab	20,28	6	18	20,8*	28,7	27,1	27,5	25,9	—	—	**28,9** Mai
Rangoon	16,46	12	10	23,9*	**28,9**	25,5	26,7	26,1	—	—	—
Andamanen	11,41	19	19	26,2*	**28,6**	26,7	26,5	26,7	35,2	20,5	—
Nicobaren	8,0	25	13	26,4	**28,1**	26,7	26,0	26,7	—	—	25,9 Dec.
Hongkong	22,16	17	12	15,3*	22,8	28,7	24,2	28,5	33,1	0,7	—
Kelung	25,20	15	2	14,2*	18,9	**28,2**	23,2	21,4	34,2	9,4	—
Zikawai	31,12	7	12	2,6*	13,9	**27,2**	17,5	15,0	36,5	— 8,6	—
Mazatlan	23,11	76	6	19,2*	22,0	**28,2**	26,6	24,3	27,2	18,7	—
Batavia	6,11 S	7	66—84	25,3*	26,3	25,6	**26,4**	25,9	32,9	20,5	—
Sweers Isl.	17,7	10	—	28,6	28,1	21,2*	27,2	26,1	37,4	12,5	**29,0** Nov., Dec.
Brisbane	27,27	40	—	**25,1**	20,7	13,7*	20,8	20,0	38,7	2,3	—
Fidschi-Isl.	18	—	11	**27,7**	26,7	24,0	25,1	25,9	32,1	17,9	23,5* Aug.

4. Amerika.

Mexiko	19,26 N	2278	4	12,5*	18,4	18,4	15,6	16,7	29,4	— 1,1	**19,6** Mai
Guatemala	14,37	1480	6	16,7*	**20,5**	19,2	18,6	18,6	31,8	7,5	—
Trinidad	10,39	klein	19	24,5*	25,6	25,7	26,1	25,5	31,9	17,9	**26,3** Mai
Caracas	10,30	929	8	20,3*	22,5	22,2	21,9	21,8	26,5	14,3	**23,3** Mai
Bogota	4,35	2600	2	13,9	14,7	13,5*	14,7	14,4	23,5	6,4	**15,1** März, Nov.
Artisana	0,21 S	4060	1	**6,2**	5,9	3,0*	5,0	4,9	11,0	— 6,2	—
Recife Pernamb.	8,4	3	8	**27,9**	26,3	23,5*	26,8	26,2	31,7	18,3	—
Rio de Janeiro	22,54	klein	—	**26,6**	24,8	20,6*	22,9	23,6	—	—	—

Digitized by Google

	Breite ° Min.	See-höhe m	Beob.-Jahre	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr	Jahresextreme		Absolute Extreme	
B. Gemässigte Zonen.												
1. Mittelmeerländer.												
Azoren	38,8 N	37	—	13,8	15,2	22,0	18,5	17,8	26,9	5,8	—	—
Teneriffa Laguna	28,12	570	7	13,3	15,3	20,8	19,1	17,0	—	—	—	—
Gibraltar	36,6	15	—	12,2	15,9	23,5	18,2	17,2	33,7	3,2	—	—
Algier	36,48	20	—	12,1	16,3	25,0	19,7	18,1	—	—	—	—
Tunis	36,48	22	—	11,3	18,1	27,3	21,7	19,6	—	—	—	—
Biskra	34,51	130	—	10,5	19,2	31,4	20,3	20,3	45,0	4,4	—	—
Malta	35,53	34	10	13,0	15,9	26,2	21,6	19,0	39,5	6,1	—	—
Larnaka	34,37	—	—	10,2	17,4	29,4	22,8	20,2	—	—	—	—
Jerusalem	31,47	770	—	8,5	14,5	24,5	20,8	17,2	38,5	0,8	—	—
Alexandrien	31,12	—	12	14,9	19,2	26,4	23,9	20,8	—	—	—	—
Buschir	28,59	—	5	13,9	22,1	31,4	25,3	23,1	—	—	—	—
Bagdad	33,21	—	—	9,7	23,1	34,9	24,8	23,3	—	—	—	—
Lagos	37,07	12	—	11,8	16,3	23,8	18,4	17,4	45,4	1,3	—	—
Lissabon	38,43	102	—	10,3	14,6	21,7	16,9	15,6	35,7	1,5	—	—
Murcia	37,59	43	—	9,3	15,7	26,1	18,0	17,0	—	—	41,4	— 3,1
Madrid	40,25	665	—	4,9	12,7	24,5	13,6	13,5	—	—	39,6	— 6,9
Barcelona	41,22	—	—	8,9	14,1	26,0	18,1	16,9	—	—	—	—
Menorca	39,55	—	—	10,9	15,4	25,2	19,4	17,4	—	—	—	—
Marseille	43,18	45	—	6,4	12,5	22,1	15,5	14,3	—	—	—	—
Nizza	43,41	20	—	8,4	14,5	23,9	17,0	15,7	(31,0)	— 0,9	—	—
Montpellier	43,37	60	—	5,6	14,0	24,3	15,0	14,4	33,7	— 9,2	—	—
Ajaccio	41,55	18	—	10,2	14,6	25,6	19,4	17,6	—	—	—	—
Palermo	38,7	72	—	11,0	15,4	25,4	19,8	17,9	39,7	0,0	—	— 0,2
Genua	44,24	54	—	7,8	14,4	24,6	17,3	15,9	—	— 2,4	—	— 4,8
Mailand	45,28	147	—	0,5	13,2	24,7	13,3	12,8	34,3	— 9,7	—	— 12,3
Venedig	45,26	21	—	2,7	13,3	24,6	14,7	13,5	—	—	—	— 8,9

Digitized by Google

Rom	41,54	50	—	6,7	13,9	24,8	16,3	15,3	35,0	— 3,5	—	— 6,0
Neapel	40,52	149	—	8,2	13,9	24,3	17,0	15,9	—	— 1,5	—	— 4,2
Lecce	43,11	23	—	8,7	15,1	25,7	18,2	17,0	—	—	—	—
Lesina	43,11	23	—	8,8	14,9	25,2	18,4	16,6	32,9	— 1,6	—	— 7,2
Corfu	39,37	30	—	10,2	15,5	26,3	19,8	17,8	35,0	1,7	—	0,0
Janina	39,37	478	—	4,1	13,5	23,9	16,3	14,5	35,9	— 8,0	—	—
Athen	37,58	90	—	8,1	14,9	26,9	18,5	17,3	38,4	— 1,8	—	—
Smyrna	38,26	82	—	8,2	14,6	26,7	18,7	16,9	39,6	— 4,4	—	—
2. Uebriges Europa.												
Thorshavn	62,2	9	—	3,1	4,9	10,9	6,7	6,3	18,4	— 8,9	—	—
Thurso	58,36	15	—	3,1	6,8	13,5	8,1	7,9	—	—	—	—
Edinburgh	55,56	82	—	3,0	7,3	14,6	8,1	8,2	—	—	—	—
Insel Man	54,2	79	—	5,9	8,0	14,8	11,4	9,6	—	—	—	—
Valentia	51,55	7	—	7,4	9,6	15,3	11,6	10,8	—	—	—	—
London	51,33	37	—	3,5	9,6	17,9	10,7	10,3	31,3	— 8,1	—	—
Brest	48,23	65	—	6,3	11,0	17,9	12,3	11,7	32,4	— 4,3	—	—
Bordeaux	44,51	12	—	5,6	12,7	20,6	13,2	12,8	—	—	—	—
Paris	48,50	34	—	2,0	9,7	18,3	9,8	10,3	33,1	— 10,0	—	—
Lyon	45,45	280	—	2,4	11,8	21,2	11,7	11,5	—	—	—	—
Toulouse	43,37	180	—	4,0	11,4	21,4	13,4	12,6	—	—	—	—
Utrecht	52,5	13	—	1,5	9,4	18,4	10,4	9,9	—	—	—	—
Kopenhagen	55,41	13	—	— 0,4	5,7	16,6	8,2	7,4	—	—	—	—
Skudenaes	59,9	11	—	1,1	4,4	14,1	8,3	7,1	22,4	— 7,9	—	—
Aalesund	62,29	10	—	1,2	4,4	13,0	7,4	6,7	22,2	— 7,4	—	—
Bodö	67,17	10	—	— 3,2	1,7	12,5	3,8	3,6	—	—	—	—
Hammerfest	70,42	10	—	— 5,2	0,0	11,8	1,6	1,9	24,0	— 14,2	30,0	— 20,0
Christiania	59,55	23	—	— 5,1	3,8	16,5	5,5	5,2	—	—	—	—
Jönköping	57,47	89	—	— 2,0	4,0	16,1	6,5	5,9	—	—	—	—
Stockholm	59,17	—	—	— 3,7	3,0	16,4	6,2	5,2	—	—	—	—
Hernoesand	62,38	—	—	— 7,4	0,8	15,0	4,0	2,8	—	—	—	—
Haparanda	65,54	—	—	— 13,1	— 2,0	15,2	1,2	0,0	—	—	—	—
Jockmock	66,36	282	—	— 16,1	— 1,4	14,4	— 1,4	— 1,6	—	—	—	—
Borkum	53,33	4	76—85	0,8	6,9	16,6	9,5	8,6	28,5	— 8,4	31,9	— 14,6
Wilhelmshaven	53,32	8	76—85	0,6	7,3	16,8	9,1	8,5	—	—	—	— 16,8

Digitized by Google

Temperaturverteilung über die Erde.

	Breite ° Min.	See-höhe m	Beob.-Jahre	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr	Jahresextreme		Absolute Extreme	
Keitum (Sylt)	54,54	9	1876—85	0,3	6,0	16,0	8,8	7,7	27,8	— 9,2	33,4	— 13,8
Hamburg	53,33	26	76—85	— 0,4	7,4	17,2	8,5	8,2	29,5	— 12,3	32,0	— 19,8
Kiel	54,20	47	76—85	— 0,4	5,9	16,2	8,1	7,4	27,7	— 11,6	32,1	— 17,4
Wustrow	54,21	7	76—85	— 0,5	5,8	17,3	8,6	7,8	30,1	— 13,6	32,8	— 21,3
Swinemünde	53,56	6	76—85	— 1,1	6,1	17,6	8,3	7,8	29,6	— 13,1	31,7	— 21,8
Neufahrwasser	54,24	4	76—85	— 2,0	5,8	17,9	7,5	7,3	30,9	— 17,2	34,2	— 26,8
Königsberg	—	—	48—87	— 3,0	5,5	17,3	7,7	6,7	31,8	— 21,5	37,8	— 30,0
Memel	55,43	4	76—85	— 2,4	3,2	17,7	7,2	6,8	30,1	— 19,2	33,9	— 25,3
Crefeld	51,20	45	—	0,8	8,7	18,2	9,8	9,3	—	—	—	—
Münster i. W.	51,58	63	—	1,2	8,7	17,5	10,2	9,3	—	—	—	—
Löningen	52,44	32	28	0,9	7,7	17,0	8,6	8,5	—	—	33,8	— 25,0
Hannover	52,22	62	30	1,0	8,4	18,1	9,5	9,2	31,5	— 11,6	35,8	— 21,8
Sondershausen	51,22	202	22	— 1,0	8,0	17,5	8,4	8,2	—	—	30,1	— 28,5
Brocken	51,48	1143	—	— 5,4	0,7	10,7	4,0	2,4	23,2	— 20,9	—	—
Boppard	50,14	99	—	1,1	9,1	17,9	10,0	9,4	—	—	—	—
Kreuznach	49,50	114	—	0,8	9,7	19,0	10,2	9,8	—	—	—	—
Trier	49,46	150	—	1,1	9,5	18,5	10,1	9,7	—	—	—	—
Frankfurt a. M.	50,07	103	—	— 0,1	9,9	19,6	10,0	9,8	—	—	—	—
Kassel	51,29	204	—	0,0	8,3	17,3	9,1	8,6	34,2	— 17,2	37,0	— 26,6
Halle a. S.	51,20	91	51—85	— 0,1	8,3	18,9	9,3	9,0	32,5	— 15,7	35,8	— 25,5
Leipzig	51,20	119	63—84	— 0,4	8,0	18,5	8,2	8,5	32,9	— 17,4	34,2	— 26,0
Dresden	51,3	128	63—84	0,1	8,2	18,7	9,0	8,8	32,9	— 17,1	—	—
Berlin	52,30	48	—	— 0,8	8,4	18,8	9,7	9,0	33,0	— 15,4	35,8	— 25,5
Arys	53,48	146	—	— 5,5	5,4	17,6	7,3	6,3	—	—	—	—
Bromberg	53,08	47	48—79	— 2,5	6,8	18,3	8,2	7,6	32,4	— 20,3	—	— 36,6
Posen	52,25	82	—	— 2,6	7,4	18,4	8,8	7,9	—	—	—	—
Görlitz	51,9	217	—	— 2,1	7,5	17,6	9,0	7,9	—	—	—	—
Breslau	51,7	147	71—85	— 2,8	7,6	18,1	8,8	8,0	30,9	— 18,4	(35,3)	(— 26,1)
Ratibor	50,32	194	32	— 2,8	7,8	18,3	9,3	8,0	32,5	— 21,6	36,4	— 33,4
Mannheim	49,29	116	—	0,4	10,6	20,0	10,8	10,5	—	—	—	—

Digitized by Google

Karlsruhe	49,01	123	—	0,1	10,4	19,5	10,4	10,3	32,2	— 15,1	35,5	— 22,0
Strassburg	48,34	144	—	— 0,3	9,8	19,2	16,1	10,2	—	—	—	—
Basel	47,33	278	—	0,1	9,7	19,1	9,2	9,4	30,6	— 13,5	—	—
Stuttgart	48,47	268	26—75	— 0,0	9,9	19,6	10,1	9,8	33,7	— 16,0	36,2	— 21,8
Calw	48,43	348	26—75	— 1,8	7,6	17,4	8,4	8,0	—	—	—	—
Ulm	48,24	478	26—75	— 2,8	8,1	17,1	8,1	7,8	—	—	—	—
Friedrichshafen	47,39	407	26—75	— 1,9	7,7	18,2	9,2	8,4	29,6	— 15,3	31,0	— 21,8
Bayreuth	49,57	345	49	— 2,3	7,6	17,2	8,1	7,6	31,5	— 21,3	35,0	— 33,1
Augsburg	—	—	52	— 2,5	8,0	17,5	8,2	7,8	32,2	— 18,8	37,9	— 29,3
Regensburg	49,1	359	—	— 3,2	8,3	18,3	8,9	8,1	—	—	—	—
München	49,9	528	67	— 2,6	7,4	17,2	8,0	7,4	30,4	— 18,5	37,5	— 30,4
Prag	50,5	202	51—85	— 1,2	8,6	19,3	9,3	8,8	32,8	— 16,3	—	—
Wien Land	48,14	202	—	— 1,9	9,4	19,6	9,5	9,2	33,5	— 14,5	—	—
Brünn	49,11	225	48—83	— 2,5	9,2	19,6	9,8	8,9	32,9	— 17,3	36,2	— 26,5
Tarnopol	49,35	304	—	— 5,3	6,3	18,9	7,8	6,7	30,3	— 23,4	—	— 34
Budapest	47,30	153	—	— 1,4	10,8	22,3	11,3	10,7	33,2	— 12,2	—	—
Hermannstadt	45,47	414	—	— 3,9	8,8	19,3	10,1	8,6	32,4	— 22,6	—	—
Zürich	47,23	470	—	— 1,2	9,1	18,7	8,5	8,6	30,0	— 13,8	—	—
St. Bernhard	45,52	2478	—	— 9,0	— 3,3	6,2	— 0,5	— 1,8	17,9	— 22,1	—	—
Innsbruck	47,16	574	—	— 3,1	8,7	17,8	9,3	8,1	—	—	—	—
Archangelsk	64,38	10	61	— 13,6	— 1,1	15,8	1,4	0,4	29,2	— 35,6	34,4	— 47,5
Kuopio	62,55	90	21	— 9,7	0,8	17,6	3,6	2,8	—	—	—	—
Petersburg	59,56	10	121	— 9,4	2,0	17,7	4,5	2,6	29,3	— 28,5	36,1	— 39,0
Bogoslowsk	59,45	190	38	— 19,4	— 0,4	17,0	— 0,9	— 1,4	29,4	— 45,8	31,4	— 49,4
Glasow	58,8	120	29	— 16,0	1,1	18,2	1,3	1,0	—	—	—	—
Moskau	56,46	160	68	— 11,1	3,4	18,9	4,3	3,9	31,4	— 30,5	37,5	— 42,5
Tambow	52,43	170	18	— 11,5	4,4	20,6	6,2	5,0	34,2	— 30,0	37,5	— 26,9
Kasan	55,47	80	55	— 13,8	3,2	19,6	3,7	2,9	31,1	— 32,4	33,8	— 37,0
Orenburg	51,46	110	32	— 15,3	3,2	21,6	3,8	3,3	35,6	— 33,2	40,8	— 40,5
Kiew	50,26	180	60	— 6,0	6,7	19,1	7,6	6,8	32,1	— 23,2	14,7	— 33,1
Odessa	46,29	70	32	— 3,4	8,2	22,7	11,2	9,6	—	—	—	—
Astrachan	46,21	20	377	— 7,1	9,4	25,5	10,0	9,4	36,3	— 26,0	43,1	— 31,9

3. Asien.

Katherinenburg	56,49	270	40	— 16,5	1,5	17,4	0,9	0,5	30,9	— 38,1	34,2	— 44,6
Tobolsk	58,12	500	30	— 19,0	0,5	20,0	— 1,1	— 2,2	—	—	—	—

Digitized by Google

Temperaturverteilung über die Erde.

	Breite ° Min.	Seehöhe m	Beob.-Jahre	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr	Jahresextreme		Absolute Extreme	
Barnaul	53,20	140	41	— 19,4	0,8	19,6	1,5	0,4	32,5	— 45,1	36,2	— 55,0
Tomsk	56,30	70	20	— 20,0	— 0,9	19,2	0,2	— 0,8	—	—	—	—
Enissaisk	58,27	80	9	— 25,3	— 1,8	26,4	— 1,1	— 2,2	31,9	— 50,0	34,5	— 59,4
Nukuss	42,27	70	4½	— 7,0	14,0	20,0	9,4	11,0	40,5	— 26,3	42,8	— 31,3
Werchojansk	67,3	50?	1½	— 49,0	— 14,0	15,4	— 13,9	— 16,7	30,1	— 61,9	30,1	— 63,2
Jakutsk	62,1	160	35	— 42,8	— 9,6	18,8	— 9,1	— 11,2	33,0	— 54,8	38,8	— 62,0
Ochotsk	59,21	10	15	— 23,7	— 5,6	12,9	— 3,2	— 5,1	23,6	— 38,9	32,5	— 46,2
Nikolajewsk A.	53,8	20?	22	— 22,9	— 3,1	16,4	1,7	— 2,5	28,5	— 39,0	37,0	— 50,0
Hakodate	41,48	40	—	— 2,9	6,8	22,2	12,3	9,2	28,9	— 16,7	—	—
Tokio	35,41	7	—	2,3	12,2	25,5	14,7	13,6	34,1	— 6,7	—	— 9,1
4. Nordamerika.												
Hebron	58,20	—	—	— 20,6	— 5,7	8,9	— 1,3	4,4	—	—	—	—
Ft. Simpson	62,7	91	—	— 28,2	— 3,7	15,7	— 3,9	— 4,3	—	—	—	—
York. Fakt.	57,0	10	—	— 23,9	— 7,4	13,4	— 2,9	— 5,6	—	—	—	—
Winnipeg	49,55	226	—	— 19,2	0,9	19,1	3,0	0,6	33,9	— 40,3	—	—
Quebeck	46,49	91	—	— 11,2	2,2	20,2	6,9	4,2	33,2	— 30,7	—	—
New York	40,50	8	—	— 1,0	9,2	23,9	12,1	11,0	33,9	— 17,3	—	—
Charlestown	32,47	6	—	9.8	18,4	27,2	19,2	18,9	33,7	— 4,4	—	—
Cincinnati	39,6	165	—	0,5	12,7	25,4	11,9	12,6	35,8	— 19,5	—	—
New-Orleans	29,56	7	—	12,7	20,4	27,8	20,8	20,6	35,7	— 4,9	—	—
Ft. Sully	44,50	433	—	— 11,7	6,7	23,9	9,0	6,9	42,6	— 31,8	—	—
Ft. Leavenworth	39,21	274	—	— 2,6	12,7	25,5	12,7	11,8	34,9	— 23,4	—	—
Ringgold	26,25	160	—	14,1	24,8	30,2	23,9	23,4	40,0	— 2,9	—	—
Ft. Collville	48,42	600	—	— 7,5	8,0	21,1	6,0	7,2	—	—	—	—
Dender	39,45	1600	—	— 3,5	7,8	22,6	9,8	9,4	38,2	— 27,5	—	—
Pikes Peak	—	—	—	— 15,9	— 11,0	4,5	— 6,1	— 7,1	15,1	— 34,7	—	—
Santa Fé	35,41	2000	—	— 2,0	10,2	22,3	10,0	10,3	—	—	—	—
Sitka	57,8	—	—	— 1,0	4,3	12,5	6,6	5,7	22,3	— 15,0	—	—
Vancouver	45,40	40	—	2,8	11,1	19,8	11,6	11,2	—	—	—	—

Digitized by Google

San Francisco	51,48	40	—	9,3	12,9	14,4	14,9	12,9	—	—	—	—
San Diego	32,42	46	—	12,0	15,9	22,3	18,4	16,7	—	—	—	—
5. Südafrika.												
Kapstadt	33,56 S	12	14	20,6	17,2	12,6	16,2	16,5	32,9	4,3	36,2	3,2
Worcester	33,40	240	7	22,9	17,0	11,7	16,5	17,6	39,6	— 0,3	—	—
Grahamstown	33,20	530	9	21,6	17,4	11,7	16,6	17,0	39,2	1,2	45,6	0,0
Bloemfontain	58,56	1370	2	22,7	15,6	7,8	18,4	16,2	34,5	— 5,2	—	—
P. Maritzburg	29,30	639	10	21,4	17,7	11,8	18,2	17,5	35,2	0,4	36,4	— 1,7
6. Australien.												
P. Maquarie	31,25	16	20	22,8	18,7	12,1	17,6	17,8	32,4	2,6	—	—
Sydney	33,51	47	17	21,8	18,1	11,2	13,5	17,1	37,8	3,8	40,7	2,7
Melbourne	37,50	28	23	19,1	14,8	8,7	13,8	14,1	41,3	— 1,1	44,0	— 2,8
Adelaide	34,53	40	10	23,2	18,1	10,8	16,9	17,3	43,9	1,1	46,8	0,0
Perth	31,57	15	11	24,1	18,7	13,5	13,3	18,3	41,5	2,7	44,4	— 0,6
Auckland	36,50	80	14	19,9	16,5	11,0	14,3	15,3	31,4	0,7	—	—
Goose	40,30	20	10	18,3	15,0	10,2	13,1	14,1	—	—	—	—
7. Südamerika.												
Joinville	26,19	—	8	25,0	21,5	15,7	20,4	20,6	—	—	—	—
Montevideo	34,54	8	10	22,8	17,8	10,9	16,2	16,8	—	—	41,0	0,0
Salta	24,47	1200	8	21,5	16,7	11,3	17,9	17,0	—	—	—	—
Cordoba	31,24	470	4½	22,8	15,6	9,1	17,7	16,6	—	—	41,0	— 6,8
Buenos-Ayres	34,37	22	20	24,3	17,4	10,4	16,8	17,2	34,4	0,1	37,8	— 2,3
Santiago	33,27	530	10	19,0	12,8	7,2	13,0	13,1	30,9	— 0,9	—	—
Valdivia	39,49	13	25	16,4	11,5	7,2	11,3	11,6	—	—	—	—
Falklands-Inseln	51,41	—	3	9,8	6,6	2,5	5,0	6,1	21,6	— 5,4	—	—
8. Arktische Zone.												
Stykkisholm	64,40	—	—	— 3,2	0,8	9,9	3,6	2,8	—	—	—	—
Nord-Nowaja Semlja	79,0	—	—	— 23,6	— 18,9	1,6	— 17,2	— 15,6	—	—	—	—
P. Barrow	71,30	—	3	— 28,2	— 15,7	2,7	— 16,9	— 13,7	—	—	—	—
Boothia	70,0	—	9	— 32,1	— 18,9	5,2	— 12,6	— 15,4	—	—	—	—
Grinell-Land	81,0	—	—	— 39,1	— 25,1	2,8	— 22,7	— 19,9	—	—	—	—

Digitized by Google

III. Der Luftdruck.

Das Barometer.

Die unsere Erde umgebende Lufthülle oder Atmosphäre übt auf die an der Erdoberfläche befindlichen Körper einen sehr beträchtlichen Druck aus, den wir für gewöhnlich deswegen nicht wahrnehmen, weil derselbe auf alle Körper nach allen Richtungen und mit gleicher Stärke wirkt. Wird aber an irgend einer Stelle der Luftdruck entfernt, wie etwa durch eine Luftpumpe, so tritt seine Wirkung sofort zu Tage. Da der Druck der Luft sich allseitig gleichmässig fortpflanzt, so ist er in allen mit der Atmosphäre kommunizierenden Räumen, also auch in unsern Zimmern, überall ebenso gross, wie in der freien Atmosphäre.

Zum Nachweise des Luftdruckes füllte Torricelli eine einerseits geschlossene Glasröhre mit Quecksilber und tauchte dann das eine nur mit dem Finger verschlossene, sonst offene Ende in ein weiteres ebenfalls mit Quecksilber gefülltes Gefäss. Wurde nun die Röhre vertikal gestellt und der Finger entfernt, so floss das Quecksilber nicht aus, sondern die Quecksilbersäule in der geschlossenen Röhre sank nur so weit hinab, dass der Niveauunterschied in dem Gefässe und in der geschlossenen Röhre eine bestimmte Höhe erreichte, etwa 760 mm. Der über dem Quecksilber befindliche leere Raum, das Torricellische Vakuum, wurde kleiner beim tieferen Einsenken der Röhre in das äussere Gefäss oder beim Neigen derselben, so dass also die vertikale Niveaudifferenz dieselbe blieb. Demnach wurde die Quecksilbersäule der inneren Röhre von dem auf das Quecksilberniveau im äusseren Niveau lastenden Atmosphärendruck im Gleichgewicht erhalten.

Die Masse der Atmosphäre, welche auf der Erdoberfläche lastet, ist zwar im Ganzen unveränderlich, aber für die einzelnen Orte räumlich und zeitlich sehr grossen Schwankungen unterworfen. Die Grösse des Luftdruckes und seiner Aenderungen wird gemessen durch das Barometer.

Das Barometer besteht der Hauptsache nach aus einer oben geschlossenen, Quecksilber enthaltenden Glasröhre, mit einer Vorrichtung, welche eine möglichst genaue Ablesung der Niveaudifferenzen des unteren und oberen Niveaus des Quecksilbers gestattet. Je nach ihrer besonderen Einrichtung unterscheidet man hauptsächlich Gefäss-, Heber- und Aneroid-Barometer.

Figur 14 stellt ein Gefässbarometer nach Fortin dar. Das Barometerrohr ist gewöhnlich von einem Messingrohr umgeben, welches am oberen Ende beim Torricellischen Vakuum einen der Axe parallelen Schlitz hat, so dass die Quecksilberkuppe gesehen werden kann. Hier ist auch der Maassstab angebracht, über welchem sich ein Nonius fortbewegt, dessen untere horizontale Kanten durch eine Stellschraube S genau auf die Quecksilberkuppe eingestellt werden können, so dass

Digitized by Google

also die Höhe der Quecksilberkuppe ganz genau gemessen werden kann. Das Messingrohr trägt an seinem unteren Ende einen Lederbeutel mit Quecksilber, welches durch die Stellschraube S_1 gehoben und gesenkt werden kann, und zwar geschieht dieses stets bis zu einem ganz bestimmten Niveau, welches durch einen Elfenbeinstift ein für allemal gegeben ist. Wenn die Spitze des Elfenbeinstiftes das Quecksilber eben berührt, so gibt die obere Einstellung sofort die Höhe des Barometerstandes. Es ist klar, dass die Grösse der Aenderungen im Niveau des unteren Quecksilbers abhängig ist von dem Verhältnisse des inneren Durchschnittes der Röhre und des Gefässes. Nimmt man das Gefäss recht weit gegen den Querschnitt des Barometerrohrs, so sind die Niveauschwankungen im Gefässe gering, so dass sie für die Praxis meist vernachlässigt werden können. Anderseits aber können die Niveauschwankungen ein für allemal bei der Teilung der Skala berücksichtigt werden, so dass die untere Einstellung überflüssig wird. Ein solches Barometer mit reduzierter Skala veranschaulicht Fig. 15. Zur Reise oder zur Versendung wird bei beiden Instrumenten der Boden des Gefässes so an das Rohr angeschraubt, dass die ganze Röhre mit Quecksilber gefüllt ist. Das Barometer mit reduzierter Skala empfielt sich, abgesehen von anderen Vorzügen, wegen seiner einfachen Konstruktion, welche nur eine einzige, bequem und scharf auszuführende Einstellung des Visiers auf die Quecksilberkuppe im geschlossenen Rohre zur Ablesung erfordert, am besten für meteorologische Stationen.

Das Seebarometer (s. Fig. 16) ist ein Gefässbarometer mit reduzierter Skala, dessen Barometerrohr von c bis e verengt ist, um die durch das Schwanken des Schiffes verursachten Bewegungen, „Pumpen", zu verhindern. Um die Schwankungen des Instrumentes möglichst zu vermeiden, ist dasselbe kardanisch bei h aufgehängt und ausserdem noch mit einer Feder q zu demselben Zwecke versehen.

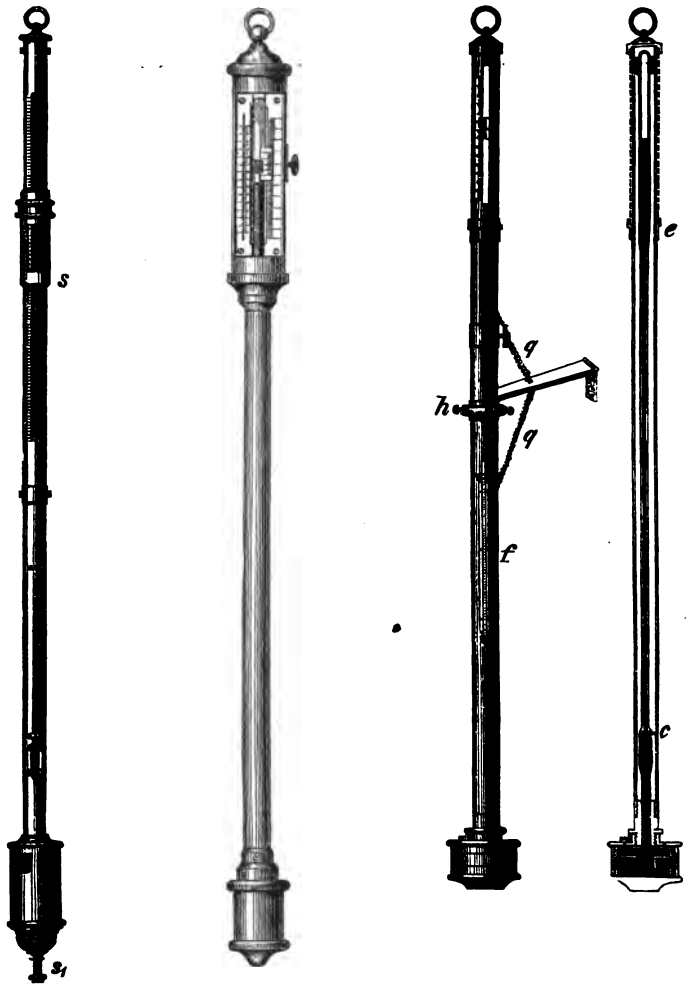
Das Heberbarometer (s. Fig. 17) besteht aus einer gebogenen Glasröhre, dessen kürzerer Schenkel B offen und dessen längerer Schenkel A geschlossen ist. Der Barometerstand wird bestimmt durch die Höhendifferenz der oberen und unteren Quecksilberkuppe. Der Maassstab ist an diesem Barometer entweder fest oder verschiebbar, und hiernach ist die Ablesung eine verschiedene. Unser gewöhnliches Zimmerbarometer ist ein Heberbarometer, dessen kurzer Schenkel gegen den inneren Durchschnitt des langen Schenkels sehr erweitert ist, so dass die Schwankungen im Barometerstande nur geringe Niveauunterschiede im kürzeren Schenkel hervorbringen können.

Das Gefässheberbarometer, welches durch Fig. 18 (System Köppen) veranschaulicht ist, ist eine Kombination beider vorhin besprochener Instrumente, das die Vorzüge eines Fortin'schen und eines Heberbarometers vereinigt. Das Quecksilbergefäss hat einen beweglichen Boden, welcher durch die Stellschraube gehoben und gesenkt werden kann. In das Gefäss münden die beiden Barometerröhren, so dass eine Kommunikation zwischen beiden stattfindet. Die Skala ist an diesem Instrumente unbeweglich und die Einstellung geschieht dadurch, dass durch die Schraube bei b die Quecksilbersäule im

Digitized by Google

kürzeren Schenkel bis zum Nullpunkte der Skala gehoben oder gesenkt wird und darauf das Visier auf die obere Quecksilberkuppe eingestellt wird. Um das Erblinden der offenen Glasröhre (durch das nach und nach sich oxydierende Quecksilber) zu verhüten, empfiehlt

Fig. 14. Fig. 15. Fig. 16.



es sich, nach jeder Ablesung das Niveau des Quecksilbers um etwa 20 mm zu erniedrigen.

Durch das nach und nach eintretende Schmutzigwerden des Quecksilbers und des Glases im offenen Schenkel des Heberbarometers ändert sich die Kuppenhöhe und die Kapillardepression, durch welchen Umstand sich auch die Angaben der Heberbarometer nach und nach etwas ändern. Von diesem Missstande sind die Gefässbarometer frei,

Digitized by Google

nur bei den Fortinschen Barometern erschwert sich durch das Trübwerden des Quecksilberspiegels im Gefässe die Einstellung und bildet so eine Fehlerquelle. Wie bereits oben bemerkt, sind die Gefässbarometer mit reduzierter Skala für die Beobachtungsstationen am

Fig. 17.

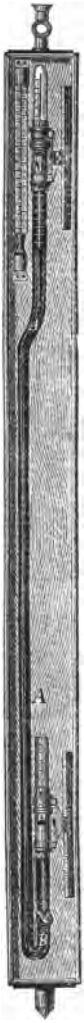
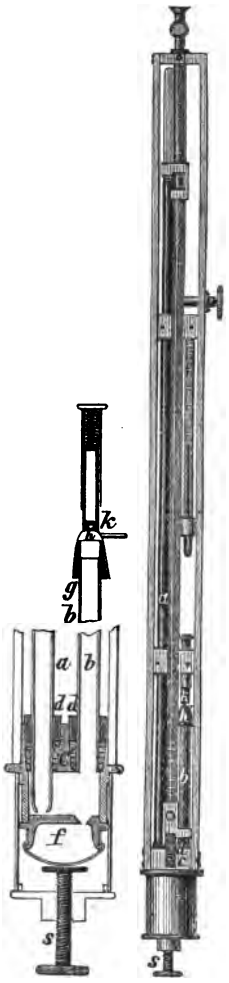


Fig. 18.



geeignetsten. Es sei noch bemerkt, dass diese Instrumente in der Werkstätte von Fuess (Berlin) in vorzüglicher Güte angefertigt werden.

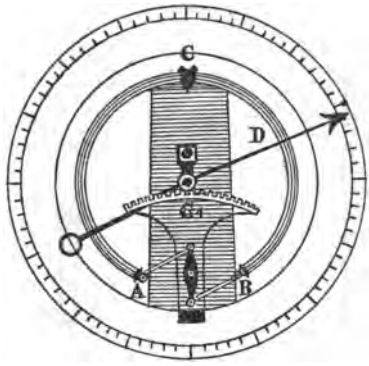
Ganz verschieden von den eben besprochenen Konstruktionen sind die Aneroidbarometer, bei denen der Luftdruck durch die Wirkung gemessen wird, welche er auf eine vollständig verschlossene

Digitized by Google

elastische Metalldose, aus welcher die Luft entfernt ist, ausübt. Mit zunehmendem Atmosphärendruck wird die Metalldose zusammengedrückt, umgekehrt dehnt sich dieselbe bei Abnahme des Luftdruckes aus, welche Bewegungen leicht durch einen mit der Dose verbundenen Zeiger gemessen werden können. Häufig wird auch eine luftleere kreisförmige Messingröhre angewandt (Bourdonsche Röhre), deren freie Enden (A und B) bei wachsendem Drucke sich einander nähern, bei abnehmendem sich voneinander entfernen. Fig. 19 zeigt diese Einrichtung.

Das Aneroidbarometer hat eine durchaus gefällige und handliche Form und wird auch in der neueren Zeit in grosser Vollkommenheit

Fig. 19.



hergestellt, und daher hat dasselbe einen sehr verbreiteten Gebrauch gefunden, allein zu den meisten wissenschaftlichen Beobachtungen ist dasselbe nicht brauchbar. Denn die Elastizität der Metalldose ist so vielen unkontrollierbaren Aenderungen ausgesetzt, dass die nötige Genauigkeit in der Konstruktion dieser Apparate sich nicht erreichen lässt; die geeignetsten Anwendungen findet das Aneroidbarometer als Variationsinstrument. Dabei ist es bei der grossen Veränderlichkeit dieser Instrumente unerlässlich notwendig, dieselben häufig mit guten Quecksilberbarometern zu vergleichen und dieselben auch auf ihre Empfindlichkeit zu prüfen, die sie nath und nach, oft aber auch plötzlich, verlieren.

Einen Apparat zur kontinuierlichen Registrierung des Luftdruckes zeigt Fig. 20 (nach Richard), dessen Einrichtung leicht ersichtlich ist. Zum Schiffsgebrauch erhält derselbe eine kardanische Aufhängung.

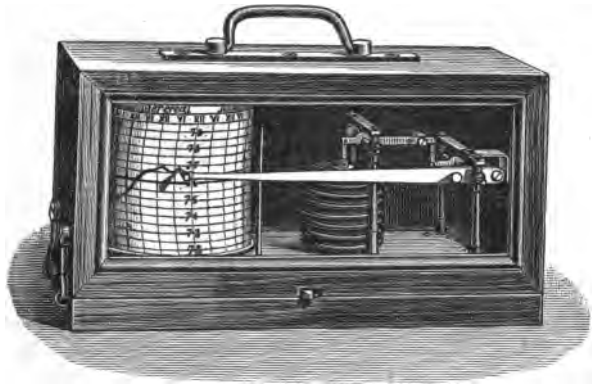
Damit ein Quecksilberbarometer den Luftdruck auch richtig angibt, ist die Erfüllung folgender Bedingungen notwendig:

1. Der Raum über dem Quecksilber in der geschlossenen Röhre muss vollständig luftleer sein. Ist dieses nicht der Fall, sondern befindet sich in diesem Raume Luft, so wird der zu messende Druck der äusseren Luft durch denjenigen der im innern Raume befindlichen verringert werden oder das Barometer wird einen zu niedrigen

Digitized by Google

Luftdruck angeben. Bei zunehmendem Luftdrucke wird die innere Luft auf einen kleineren Raum eingeengt und somit ihr Druck auf die Quecksilbersäule vermehrt werden, umgekehrt bei abnehmendem Luftdruck. Um nun zu erkennen, ob sich Luft in dem inneren Raume befindet, neigt man das Barometer, so dass das Quecksilber gegen die Wandung am Ende der Röhre stösst; ist dabei ein heller metallischer Klang hörbar, so kann man annehmen, dass sich keine Luft über dem Quecksilber befindet, ist derselbe aber dumpf, oder ist überhaupt kein Ton bemerkbar, so ist Luft in der Röhre und das Instrument ist ohne weiteres nicht brauchbar. Beim Gefässheberbarometer lässt sich das Vorhandensein der Luft und ihr Einfluss auf

Fig. 20.



Registrierendes Barometer.

die Angaben des Barometers dadurch bestimmen, dass man in der kurzen Röhre das Quecksilber um etwa 20—40 mm über dem Nullpunkt erhebt und dann abliest, um wie viel sich der Stand der oberen Quecksilbersäule ändert. Erhebt sich dieser nicht um volle 20 oder 40 mm, sondern um etwa einige Zehntel weniger, so wird der Raum über dem Quecksilber möglichst angenähert gemessen. Stellt sich nun heraus, dass die Erniedrigung bei 40 mm Hebung stärker ist als bei 20 mm, und zwar ungefähr im umgekehrten Verhältnis der Grösse des darüber liegenden Raumes, so muss ein Luftgehalt angenommen werden, und zwar wird die deswegen anzubringende Korrektion $\frac{a}{b-1}$ sein, worin a die Differenz der beiden Barometerstände, nach Abzug der 20 mm, und b das Verhältnis des Rauminhaltes über dem Quecksilber bei tief stehendem und bei um 20 mm gehobenem Barometer bezeichnet. Diese Korrektion gilt für den niedrigeren Stand und ist für andere Stände im umgekehrten Verhältnisse zum Raum über dem Quecksilber abzuändern.

2. Der Massstab muss richtig eingeteilt und vertikal aufgestellt

Digitized by Google

sein, er muss genau den vertikalen Abstand des oberen und unteren Niveaus angeben.

3. Das zur Füllung des Barometers angewandte Quecksilber muss chemisch rein sein. Beimischungen von anderen Stoffen verändern das spezifische Gewicht des Quecksilbers, verursachen also unrichtige Angaben. Auch Reinheit des Glasrohrs ist erforderlich, weil sich im anderen Falle das Quecksilber bei den Schwankungen weniger leicht auf und ab bewegt, abgesehen davon, dass hierdurch die Kuppenbildung verändert wird.

4. Der innere Durchschnitt der Röhre darf nicht zu klein sein. Die Kapillardepression zwischen Glas und Quecksilber ist ziemlich bedeutend; sie beträgt 4,6 mm bei einem innern Durchmesser von 2 mm, 1 mm bei einem innern Durchmesser von $6\frac{1}{2}$ mm und nur $\frac{1}{10}$ mm bei einem Durchmesser von 16 mm. Wenn sich auch für den Einfluss der Kapillarität eine Korrektion feststellen lässt, so empfiehlt es sich doch, ihre Wirkung so gering wie möglich zu machen.

Wenn auch ein Barometer allen diesen Bedingungen Genüge leistet, so ist es dennoch unerlässlich, dasselbe von Zeit zu Zeit mit einem Normalinstrumente zu vergleichen und so seine Korrektion festzustellen.

Zur Vergleichung der Quecksilber- und der Aneroidbarometer mit einem Normalbarometer bei den verschiedenen Ständen, innerhalb welcher der Luftdruck zu schwanken pflegt, dient das Vakuometer, ein Apparat, in welchem die Luft beliebig verdünnt und verdichtet und die Instrumente bequem aufgehängt werden können. Die Ablesung geschieht durch eine kathetometrische Einrichtung.

Bekanntlich wird das Quecksilber durch die Wärme ausgedehnt, und also werden dieselben Barometerstände bei verschiedenen Temperaturen ungleich sein müssen. Um nun die Ablesungen untereinander vergleichbar zu machen ist es notwendig, dieselben auf eine einheitliche Temperatur zu reduzieren, für welche Temperatur man allgemein den Gefrierpunkt des reinen Wassers angenommen hat.

Zur Ausführung dieser Reduktion dient die Formel $b_0 = \frac{b}{1+\beta\tau}$ oder sehr angenähert $b_0 = b - b\beta\tau$, wobei b_0 und b die Barometerstände bei 0 und τ^0 und β die Ausdehnungskoeffizienten des Quecksilbers bedeuten. Aber nicht allein das Quecksilber, sondern auch die Skala ist dem Einflusse der Wärme unterworfen. Diese kann dann mit Sicherheit bestimmt werden, wenn der Massstab aus einem Stoff von bekannter Ausdehnbarkeit besteht und längs der ganzen Röhre derselbe ist. Die lineare Ausdehnung des Messings, welches gewöhnlich zur Herstellung der Massstäbe gebraucht wird, beträgt zwischen 0^0 und 100^0 0,001868 gegenüber dem des Quecksilbers 0,018153. Diese Korrektion ist von derjenigen wegen der Ausdehnung des Quecksilbers zu subtrahieren. Praktisch wird die Reduktion der Barometerstände auf 0^0 überall durch eigens hierzu berechnete Tafeln bewerkstelligt.

Dem Namen nach sollte das Quecksilberbarometer ein Schweremesser sein, indessen gibt uns dasselbe nicht die Aenderung der

Digitized by Google

Schwerkraft an, sondern nur diejenige der auf ihm lastenden Luftmassen. Es ist eine Wage mit Gegengewicht, während das Aneroidbarometer eine Sprungfederwage darstellt. Da beim ersteren das Mass und das zu messende in derselben Weise von der Schwere (g) beeinflusst werden, so ist der Stand des Quecksilberbarometers abhängig von der Masse (m) der darüber lastenden Luftsäule, derjenige des Aneroids von dem Gewichte (mg) derselben. Nun aber ändert sich die Schwerkraft g mit der vertikalen Erhebung und mit der geographischen Breite in der Weise, dass sie mit der Zunahme der ersteren abnimmt, mit Zunahme der letzteren zunimmt. Die vertikale Aenderung der Schwere erreicht an der Erdoberfläche nur in den extremsten Fällen eine zu berücksichtigende Grösse, während diejenige mit der geographischen Breite nicht unerheblich ist. Zwischen Pol und Aequator beträgt die Differenz $^1/_{193}$, worauf $^2/_3$ auf die direkte Wirkung der Zentrifugalkraft, $^1/_3$ auf die grössere Länge des äquatorialen Radius fallen. Für den gleichen Luftdruck von 760 mm wird also das Quecksilber im Barometer an den Polen um $^1/_{193}$ oder um nahezu 4 mm niedriger stehen, als am Aequator, während vertikale Entfernungen von 1000 m die Grösse der Schwerkraft um kaum $^1/_{10}$ mm ändern. Ich bemerke hier beiläufig, dass durch die Anziehung des Mondes die Atmosphäre in derselben Weise wie das Quecksilber im Barometer beeinflusst wird, dass also hierdurch an und für sich keine Aenderung des Barometerstandes verursacht wird. Bei derartigen Messungen wäre allerdings das Aneroid zu empfehlen, wenn dasselbe ein zuverlässiges Instrument wäre.

Um die Barometerstände der verschiedenen Breiten miteinander vergleichbar zu machen, ist man übereingekommen, dieselben auf die mittlere geographische Breite von 45° zu reduzieren. Die von dem beobachteten Barometerstande b abzuziehende Grösse ist $- b^1\, 0{,}0026 \cos 2\varphi$, wobei φ die Breite bezeichnet. Ein Barometerstand von 760 mm ist je nach der Breite um folgende Grössen auf 45° Breite zu korrigieren (+ bedeutet zu vergrössern, — zu verkleinern).

$\varphi =$	0°	7°	12°	18°	22°	26°
mm	∓1,97	∓1,91	∓1,80	∓1,59	∓1,42	∓1,21
	90°	83°	78°	72°	68°	64°
$\varphi =$	30°	33°	36°	39°	42°	45°
mm	∓0,98	∓0,80	∓0,60	∓0,41	∓0,21	∓0,00
	60°	57°	54°	51°	48°	45°

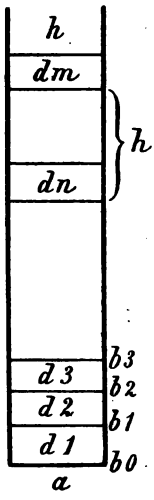
Da das Barometer um so höher steht, je grösser die Luftmasse ist, welche auf das Quecksilber im Gefäss oder im offenen Schenkel drückt, so folgt, dass mit der Erhebung die Höhe der Quecksilbersäule geringer werden muss. Sollen also die in verschiedenen Höhen gemessenen Barometerstände miteinander vergleichbar sein, so ist notwendig, dieselben auf ein und dasselbe Niveau, gewöhnlich das Meeresniveau zu reduzieren. Um diese Reduktion ausführen zu können, ist es notwendig, die Gesetze zu kennen, nach welchen der Luftdruck mit der Höhe abnimmt. Die Kenntnis dieser Gesetze hat eine höchst wichtige und noch immer zunehmende Bedeutung in der neueren

Digitized by Google

Meteorologie erhalten. Denn einerseits ist es in der synoptischen Witterungskunde notwendig, die Barometerstände der einzelnen Stationen auf dasselbe Niveau zu reduzieren, um sich ein klares Bild über die allgemeine Wetterlage zu verschaffen und anderseits erscheint ein Verständnis der Vorgänge, welche sich in der untersten Luftschichte abspielen, ohne Berücksichtigung der Verhältnisse der darüber befindlichen Schichten wohl nicht möglich. Indessen ist die Frage nach der vertikalen Verteilung des Luftdruckes keine einfache, vielmehr ist ihre Beantwortung mit den grössten Schwierigkeiten verknüpft, wenn das Ergebnis mit allen einzelnen Fällen in thatsächlicher Uebereinstimmung stehen soll. In der That ist bis jetzt eine vollständige Lösung dieses Problems noch keineswegs erbracht worden, insbesondere deswegen, weil wir die vertikale Temperaturverteilung, die mit der Luftdruckabnahme mit der Höhe ganz enge zusammenhängt, durch kein endgültiges Gesetz zusammenfassen können. Aber immerhin geben unsere jetzigen Kenntnisse den Schlüssel zur Lösung einer ganzen Reihe der wichtigsten meteorologischen Fragen, die uns ohne jene noch lange rätselhaft bleiben würden.

Da die unteren Schichten der Atmosphäre durch das Gewicht der darüber befindlichen stärker zusammengedrückt werden, also dichter sind, als die oberen, so muss mit zunehmender Höhe die Abnahme des Luftdruckes immer langsamer erfolgen, und zwar nimmt nach dem Mariotte'schen Gesetze die Dichte der Luft in demselben Verhältnisse ab, als der Luftdruck oder der Barometerstand. Um nun das Gesetz der Abnahme des Luftdruckes mit zunehmender Höhe zu ermitteln, setzen wir eine vollständig ruhende Atmosphäre voraus, von gleicher Zusammensetzung, gleicher Temperatur und ohne Aenderung der Schwere.

Fig. 21.



Man denke sich die vertikale Luftsäule a h durch horizontale Ebenen in Höhen von je 1 m geteilt, so dass innerhalb einer jeden Schicht die Dichte d als gleichförmig betrachtet werden kann. Es sei b_0 der Barometerstand im Meeresniveau (den wir zu 760 mm annehmen wollen), b_1 b_2 etc. seien die Barometerstände in 1, 2 etc. m Höhe, ferner seien die Dichten der nebeneinander liegenden Schichten d_1 d_2 etc.

Nun ist $b_0 - b_1 = d_1$
$b_1 - b_2 = d_2$ etc.

Nach dem Mariotte'schen Gesetz ist

$d_1 : d_2 = b_1 : b_2$
$d_2 : d_3 = b_2 : b_3$ etc.; hierin die Werte für d_1 d_2 . . eingesetzt gibt:

$b_0 - b_1 : b_1 - b_2 = b_1 : b_2$
$b_1 - b_2 : b_2 - b_3 = b_2 : b_3$ etc.

oder $b_0 : b_1 = b_1 : b_2$
$b_1 : b_2 = b_2 : b_3$

Digitized by Google

Bezeichnen wir $\frac{b_1}{b_0}$ mit q, so ist $b_1 = b_0\, q$, $b_2 = b_1\, q$ . . . . $b_n = b_{n-1}\, q$, q ist ein echter Bruch, und die Barometerhöhen b_0, b_1, b_2 . . . bilden eine abnehmende geometrische Reihe, während die Höhen in einer arithmetischen Reihe zunehmen. Da $b_1 = b_0\, q$, $b_2 = b_0\, q^2$ etc., so ist für die Barometerstände in den Höhen n und m

$$b_n = b_0\, q^n \text{ und } b_m = b_0\, q^m \text{ durch Division}$$

$$\text{also } \frac{b_m}{b_n} = q^{m-n} = q^h$$

$$\log b_m - \log b_n = h \log q$$

$$h = \frac{\log b_m - \log b_n}{\log q} = -\frac{1}{\log q}\left\{\log b_n - \log b_m\right\}$$

Der Faktor $-\frac{1}{\log q}$ kann bestimmt werden durch Versuch (durch Einsetzung der gefundenen Barometerstände der bekannten Höhen in obige Formel) oder durch Rechnung.

Da $q = \frac{b_1}{b_0}$ und $b_1 = b_0 - d_1$, so ist $q = 1 - \frac{d_1}{b_0}$

Ein Liter reiner Luft wiegt 1,29278 g und mit Berücksichtigung von 0,04 % Kohlensäure 1,293024, ein Liter Quecksilber 13595,93 g. Hieraus ergibt sich für $d_1 = \frac{1}{10515}$

Ist m der Modulus des Brigg. Logarithmensystems (= 0,434294 . . .), so ist:

$$\log\left(1 - \frac{d_1}{b_0}\right) = -m\left(\frac{d_1}{b_0}\right) + \tfrac{1}{2}\left(\frac{d_1}{b_0}\right)^2 + \tfrac{1}{3}\left(\frac{d_1}{b_0}\right)^3 + \ldots\ldots$$

$\frac{d_1}{b_0}$ ist eine sehr kleine Zahl, deren Quadrat und höhere Potenzen hier nicht in Betracht kommen, also bleibt noch

$$\log q = \log\left(1 - \frac{d_1}{b_0}\right) = -m\,\frac{d_1}{b_0} \text{ und } -\frac{1}{\log q} = \frac{b_0}{m d_1}$$

$$= \frac{0{,}76 \,.\, 10515}{0{,}434294} = 18401,$$

wir hatten also

$$h = 18401 \ (\log b_n = \log b_m).$$

Diese Formel bedarf aber noch Korrektionen wegen der Temperatur der in Betracht fallenden Luftsäule, wegen der Schwere und der Luftfeuchtigkeit. Nach Anbringung dieser Korrektionen geht die Formel über in:

Digitized by Google

$$h = 18401 \left(1{,}00157 + 0{,}003665 \frac{t^n + t^m}{2}\right) \cdot \left(1 + 0{,}378 \frac{\frac{e^n}{b^n} + \frac{e^m}{b^m}}{2}\right) \cdot$$

$$\cdot (1 + 0{,}002623 \cos 2\varphi) \cdot \left(1 + \frac{2z + h}{6378150}\right) \cdot \log \frac{b_n}{b_m}$$

Hierin sind: der Barometerstand im unteren Niveau b_n, im oberen b_m, t^n und t^m die Temperaturen, e^n und e^m die Dunstspannungen im unteren resp. oberen Niveau, φ die geographische Breite, und z die Seehöhe der unteren Niveaus.

Die obige für die Rechnung sehr unbequeme Formel wurde durch Bruhns und Köppen in folgende vereinfacht[1]):

$$h = (18460 + 72)\left(t + \frac{45 - \varphi}{52}\right) \log \frac{b_n}{b_m}$$

hieraus

$$\log \frac{b_n}{b_m} = \frac{h}{18460 + 72\left(t + \frac{45 - \varphi}{52}\right)}$$

und für Temperaturen unter 0°

$$\log \frac{b_n}{b_m} = \frac{h}{18460 + 69\left(t + \frac{45 - \varphi}{52}\right)}$$

wobei t die Mitteltemperatur der ganzen Luftsäule bezeichnet. Im Obigen bedeuten b_n und b_m durchweg Quecksilberstände, die auf 0° C., aber nicht auf gleiche Schwere reduziert sind.

Periodische Aenderungen des Luftdruckes.

a) Die tägliche Periode des Luftdruckes.

Während der Gang der Temperatur in der täglichen Periode im allgemeinen an jedem einzelnen Tage stark markiert wird, ist die tägliche Periode des Luftdruckes so wenig hervortretend, dass sie von den nichtperiodischen Aenderungen, von den Störungen des Luftdruckes, fast vollständig verwischt wird. Nur in den Tropen, wo die nichtperiodischen Aenderungen des Luftdruckes sehr gering sind, tritt die tägliche periodische regelmässig und mit aller Entschiedenheit hervor. Die täglichen Minima fallen auf 4 Uhr morgens und abends, die Maxima auf 10 Uhr morgens und abends, so dass wir also eine Tages- und eine Nachtschwankung unterscheiden können.

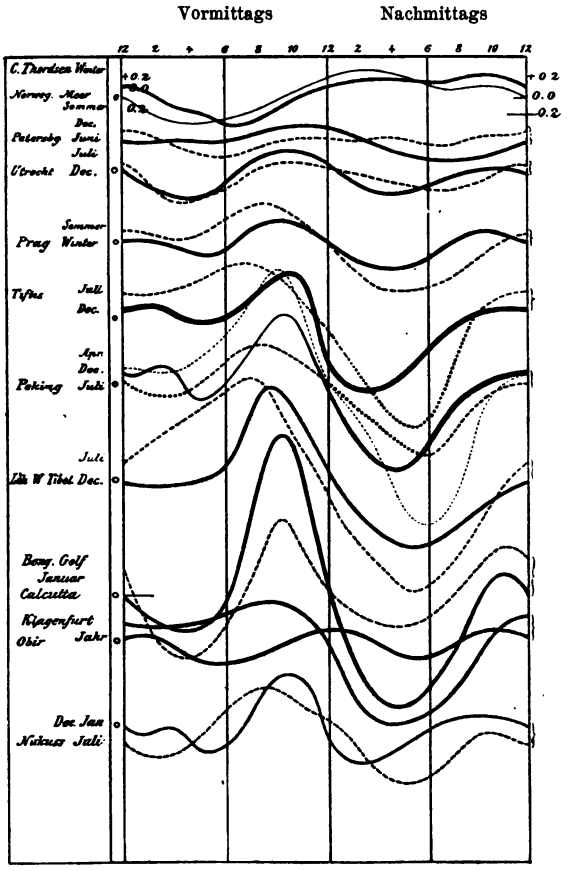
---

[1]) Vergl. Köppen: Bemerkungen über die vertikale Verteilung des Luftdruckes. Zeitschrift der Oesterr. Ges. für Meteor. 1882. S. 81.

Digitized by Google

Für diese interessante Erscheinung, die auch für das Verständnis der horizontalen und vertikalen Luftströme nicht unwichtig ist, hat Woeikof (Klimatologie) einige empirische Regeln zusammengestellt, die wir in der Hauptsache hier wiedergeben wollen [1]). Die Fig. 22, welche den täglichen Gang des Luftdruckes an verschiedenen Orten

Fig. 22.



Tägliche Periode des Luftdruckes (Abweichung vom Tagesmittel in mm).

der Erde darstellt, mag zur besseren Veranschaulichung dieser Regeln dienen.

Zunächst gilt für die Tropen und niederen Breiten überhaupt:

1. Die tägliche Schwankung des Luftdruckes nimmt im allgemeinen mit der Höhe ab.

[1]) Vergl. auch Rykatschew: La marche diurne du baromètre en Russie et quelques remarques concernant ce phénomène en général. Rep. f. Met. T. VI. Nr. 10. Petersburg 1879.

Digitized by Google

2. Die Beträge der Tag- und Nachtschwankung sind auf offenem Meere nahezu gleich. Indessen auf dem Meere in einiger Entfernung vom Lande ist das Nachtminimum tiefer, als dasjenige am Nachmittage, auf dem Lande umgekehrt, wo auch das Tagesmaximum höher ist (man vergleiche Kalkutta und Golf von Bengalen).

3. Auf dem Lande ist die Tagesschwankung grösser in der trockenen Jahreszeit, kleiner in der Regenzeit, so dass also in der letzteren die Verhältnisse sich denjenigen auf dem Ozeane nähern. Beispielsweise beträgt für Bombay im April (trockene Zeit) die Tagesschwankung 3,08, die Nachtschwankung 1,17, für den Juli (Regenzeit) die Tagesschwankung 1,70, die Nachtschwankung 1,26.

4. Für das Innere der tropischen Kontinente fehlen zwar noch die stündlichen Beobachtungen, indessen wissen wir doch, dass die Grösse der Tagesschwankung des Luftdruckes nach dem Innern hin zunimmt.

In niederen mittleren Breiten, bis etwa 45°, ist:

5. die Tagesschwankung grösser im Sommer als im Winter, wenn der Sommer nicht Regenzeit ist (Beispiele sind Tiflis, Nukuss, Leh). Herrscht aber im Sommer eine ausgesprochene Regenzeit, dann ist die Tagesschwankung kleiner, als in den übrigen Jahreszeiten. In der trockenen Jahreszeit nimmt sie mit der Grösse der Sonnenstrahlung zu.

Im Sommer wächst am Tage die Dauer des abnehmenden Luftdruckes, so dass das Maximum früher, das Minimum später eintritt. Dagegen ist diese Dauer im Winter kürzer, und daher die rasche Abnahme des Luftdruckes um die Mittagszeit.

6. Im allgemeinen ist die Tagesschwankung in den Thälern grösser, als in den Ebenen, in den Ebenen grösser, als auf Hügeln und Bergen.

7. In trockenen Thälern verschwindet im Sommer die Nachtschwankung ganz, wobei die tägliche Periode des Luftdruckes zu einer mehr einfachen sich gestaltet (Tiflis, Leh).

8. In Gebirgen, insbesondere auf isolierten Bergen, verspätet sich das Tagesmaximum bis auf den Nachmittag, das Nachtminimum ist deutlich ausgeprägt.

In den höheren Breiten ist im Innern der Kontinente die Dauer vom Morgenmaximum bis zum Nachmittagsminimum im Sommer noch grösser, ebenso auch die Verkürzung im Winter. In der Nähe des Meeres, insbesondere aber auf offenem Meere, verspäten sich beide noch mehr und sind überhaupt nicht bedeutend.

Eine befriedigende Erklärung dieses merkwürdigen doppeltperiodischen Ganges der Temperatur ist bis jetzt noch nicht gegeben worden. Dass diese Erscheinung mit der Sonnenstrahlung zusammenhängt, unterliegt wohl keinem Zweifel, denn hierauf deutet schon die Abnahme der Amplitude mit der Abnahme der Intensität der Sonnenstrahlung von dem Aequator nach den Polen hin und ferner die Zunahme überall dort, wo eine Erhöhung der Temperaturamplitude stattfindet. Rykatschew sucht diese Erscheinung zu erklären durch die durch Erwärmung und Abkühlung erzeugten Luftströmungen,

Digitized by Google

wodurch eine Verschiebung der Luftmassen und dadurch Aenderungen im Luftdrucke erzeugt würden. Die Luftsäule über dem Meridian des Temperaturmaximums wird ausgedehnt, erhebt sich mehr als an den benachbarten Meridianen und fliesst in den oberen Schichten nach beiden Seiten zum Meridian des Temperaturminimums. Indem an der abgekühlten Stelle der Luftdruck zunimmt, fliesst daselbst unten die Luft an beiden Seiten nach dem Meridian des Temperaturmaximums. Hieraus ergibt sich ein Kreislauf der Luft mit horizontalen Strömungen in der unteren und oberen Schicht, einem aufsteigenden Strome in der erwärmten Gegend, und einem absteigenden in der abgekühlten, wodurch notwendig Schwankungen des Luftdruckes hervorgerufen werden müssen, eine Zunahme, wenn die Geschwindigkeit der täglichen periodischen Bewegung der Luft in der Richtung von Ost nach West zunimmt, oder umgekehrt. Nach Rykatschew bewegt sich allgemein die Luft bei Tag von 8—9 Uhr morgens bis 5—7 Uhr abends von W nach E, bei Nacht von E nach W und die Luftbewegung ist bei Tag grösser als bei Nacht. Diesen allgemein ausgesprochenen Satz stützt Rykatschew durch die Beobachtungen einiger Küstenstationen, während die Stationen des Inlands und der Tropen, wie Hann ganz mit Recht bemerkt, gerade das umgekehrte Verhalten zeigen. Bei der Besprechung der Rykatschew'schen Arbeit bemerkt Hann, dass überhaupt die unten an der Erdoberfläche beobachteten Windrichtungen und Temperaturamplituden nicht in so direkter Beziehung zur täglichen Barometeroszillation stehen, wie Rykatschew annimmt, und lenkt die Aufmerksamkeit auf die oberen Luftschichten, welche täglich beträchtliche Mengen von Strahlungswärme absorbieren. „Dass durch die periodische, täglich in gleicher Weise wiederkehrende, soeben erwähnte Wirkung der Sonnenstrahlung auf die oberen Schichten der Atmosphäre periodische Bewegungen von grosser Regelmässigkeit entstehen müssen (eine Oszillation der Atmosphäre in ihrer Gesamtheit), welche mit den von Herrn Rykatschew angenommenen übereinstimmen, ist leicht einzusehen, sie könnten den typischen Charakter der täglichen Oszillation des Barometers erklären, die lokalen Verschiedenheiten der Grundlage das modifizierende Element darstellen“ [1].

Indessen ist durch die einfache Periode der Sonnenstrahlung die doppelte Periode der Luftdruckschwankung nicht ohne weiteres gegeben und bleibt namentlich die Frage in bezug auf das nächtliche Maximum noch ungelöst.

Am meisten verbreitet ist die Erklärung des Morgenmaximums, wie sie zuerst wohl von Blanford ausgesprochen wurde [2]), nämlich dass durch die Zunahme der Temperatur und durch die rasche Entwicklung der Wasserdämpfe die Spannkraft der Luft zunimmt, wodurch ein aufsteigender Luftstrom hervorgerufen wird, weil wärmere und mit Wasserdampf gemischte Luft leichter ist als kältere trockene Luft. Am Morgen wird durch die steigende Temperatur zunächst

[1]) Vergl. Zeitschrift der Oesterr. Ges. f. Met. 1881. S. 41.
[2]) Sprung: Meteorologie. S. 336.

Digitized by Google

eine Verminderung des Luftdruckes stattfinden, dann aber wird bei stärkerer Entwickelung des Wasserdampfes, wobei die Luft bei der nach oben drängenden Bewegung auf Widerstand stösst, der Luftdruck an der Erdoberfläche zunehmen, so lange bis der aufsteigende Luftstrom eine solche Geschwindigkeit erreicht hat, dass er dem Drange von unten her kein Hindernis entgegenstellt. Hiermit ist das Morgenmaximum des Luftdruckes erreicht, die Luft fliesst oben ab und das Barometer geht jetzt in rasches Fallen über. In den ersten Nachmittagsstunden ist die Erwärmung am grössten und hat der aufsteigende Luftstrom seine grösste Geschwindigkeit und das Barometer sein raschestes Fallen, dann aber nimmt die Temperatur am Erdboden wieder ab und langsam erlahmt auch der aufsteigende Luftstrom, während das Barometer aufhört zu fallen, und, bei weiterer Abkühlung, langsam wieder zu steigen anfängt. Kühlt sich, insbesondere infolge der Ausstrahlung, die untere Luftschicht genügend ab, so kondensieren sich die Dämpfe zu Tau oder Reif, der Druck der Luft wird um das Gewicht des ausgeschiedenen Wasserdampfes verringert und daher nimmt der Luftdruck ab. Hieraus erklärt sich die grössere Tiefe des nächtlichen Minimums an den Meeresufern und im Innern der Kontinente und ebenso in der Regen- und in der Trockenzeit. Indessen bleibt unerklärlich, warum das nächtliche Maximum nicht näher dem Temperaturminimum liegt, sondern schon um 10 Uhr abends stattfindet.

Augustin verglich nach Prager Beobachtungen der Jahre 1842—1861 die tägliche Periode des Luftdruckes mit derjenigen der Temperatur und erhielt für den Sommer das Ergebnis, dass am Vormittage das Maximum des Luftdruckes mit demjenigen der Temperaturzunahme fast genau zusammenfällt und dass das Minimum des Luftdruckes am Nachmittage um 3 Stunden früher eintritt, als die grösste Temperaturabnahme, während um Mitternacht nur eine geringe Stockung in der Abkühlung eintritt.

b) Die jährliche Periode des Luftdruckes.

Der Gang des Luftdruckes in der jährlichen Periode zeigt für die einzelnen Gebietsteile unserer Erde ausserordentlich grosse Verschiedenheiten. Die grössten und regelmässigsten Veränderungen des Luftdruckes in der jährlichen Periode finden wir im Innern der Kontinente, die geringsten auf dem Meere und in Meeresnähe. In den Kontinenten hat der Luftdruck im Sommer ein entschiedenes Minimum, im Winter ein ebenso entschiedenes Maximum. Diese Thatsachen stehen offenbar mit den Erwärmungsverhältnissen in engstem Zusammenhang. Denn durch die grosse Wärme im Sommer wird in den Kontinenten ein mächtiger aufsteigender Luftstrom hervorgerufen, welcher mit verhältnismässig geringer Menge Wasserdampf gemischt, in der Höhe über der erhitzten Fläche nach allen Seiten hin abfliesst und so eine Abnahme des Luftdrucks hervorruft. Dagegen im Winter erkalten die unteren Luftschichten bei klarem Himmel und kälterer Nacht, sie ziehen sich stark zusammen und erhalten von oben einen

Digitized by Google

Zufluss, und daher muss der Luftdruck im Winter zunehmen. Der Luftdruckunterschied wird hiernach im allgemeinen um so grösser sein, je grösser der Unterschied der Erwärmung in diesen beiden Jahreszeiten ist. Anders verhält sich die Sache auf den Meeren, wo im allgemeinen der Luftdruck in der wärmeren Jahreszeit am höchsten, in der kälteren Jahreszeit am niedrigsten ist, wobei die Amplituden geringer sind als auf dem Lande. In der jährlichen Periode findet also eine Verlagerung der Luftmassen statt in der Weise, dass sie im Sommer vom Lande nach den Meeren, im Winter umgekehrt von den Meeren nach dem Lande sich verschieben. Entsprechend der rascheren Luftdruckabnahme mit der Höhe im Sommer als im Winter und der langsameren im Winter zeigt die jährliche Periode des Luftdruckes auf hohen Bergen ein Maximum im Sommer, ein Minimum im Winter.

Die Verteilung des Luftdruckes über die Erde.

Wenngleich die Verteilung und das Verhalten des Luftdruckes auf unserer Erde mit denjenigen der Temperatur in innigster Beziehung stehen, so wurde doch die Untersuchung der ersteren viel später in Angriff genommen. Zuerst war es Alexander Buchan, welcher die Verteilung des Luftdruckes über die Erde für jeden Monat des Jahres kartographisch darstellte und der zuerst die Winde mit dem Luftdrucke in Beziehung brachte. Buchan berechnete für eine grosse Anzahl Orte die mittleren monatlichen Barometerstände, reduzierte sie, um eine Vergleichbarkeit zu erzielen, alle auf das Meeresniveau und trug sie dann in geographische Karten ein. Dann verband er die Orte mit gleichen Barometerständen und erhielt so eine vortreffliche Uebersicht über die Luftdruckverteilung über unserer Erde. Unsere Tafel III und IV veranschaulichen die Luftdruckverteilung in den beiden Monaten Januar und Juli, wobei die Isobaren für je 5 mm ausgezogen sind.

Während bei den Isothermen der Verlauf der Kurven im allgemeinen parallel den Breitenkreisen ist, so dass also die Temperatur mit der Entfernung vom Aequator nach den Polen hin abnimmt, finden wir auf den Isobarenkarten gewisse Gegenden, in welchen der Luftdruck grösser oder kleiner ist als in der Umgebung. Von dem Orte des höchsten Luftdruckes nimmt dieser nach allen Richtungen hin bis zu einer mehr oder weniger entfernten Stelle ab, dagegen zu von der Stelle des niedrigsten Luftdruckes. Den ersteren Ort nennt man das barometrische Maximum, den letzteren das barometrische Minimum.

Um eine Vorstellung, inwieweit die geographische Verteilung des Luftdruckes mit der Breite und mit der Verteilung von Meer und Festland zusammenhängt, zu geben, wollen wir den mittleren Luftdruck (natürlich reduziert auf Meeresniveau und die Schwere von 45°) für die Monate Januar und Juli und das Jahr nach der Darstellung von Ferrel hier wiedergeben.

Digitized by Google

Breite	Festland	Nördliche Hemisphäre Luftdruck 700 mm +			Festland	Südliche Hemisphäre Luftdruck 700 mm +			Luftdruck Nördliche Hemisphäre		Jahr Südliche Hemisphäre	
°	%	Jan.	Juli	Jahr	%	Jan.	Juli	Jahr	2000 m	4000 m	2000 m	4000 m
0	22	57,4	58,6	58,0	22	57,4	58,6	58,0	600,1	471,0	601,1	471,0
5		58,0	57,9	58,0		**57,1**	59,5	58,3				
10	23	58,4	57,4	**57,9**	20	57,4	60,8	59,1	600,9	470,7	601,6	**471,1**
15		59,3	**57,3**	58,3		58,2	62,2	60,2				
20	31	60,6	57,8	59,2	22	59,5	63,9	60,7	600,9	469,9	**602,7**	**471,1**
25		62,0	58,8	60,4		60,8	65,5	63,2				
30	43	63,4	60,0	61,7	20	**61,3**	**65,7**	**63,5**	600,9	468,3	602,2	469,3
35		**64,1**	**60,7**	**62,4**		60,6	64,2	62,4				
40	45	63,6	60,4	62,0	4	59,1	61,9	60,5	598,0	463,6	597,1	463,1
45		63,0	60,0	61,5		56,3	58,3	57,3				
50	56	62,1	59,3	60,7	2	57,7	53,7	53,2	593,0	457,0	588,0	453,7
55		61,0	58,4	59,7		48,2	48,2	48,2				
60	57	59,7	57,7	58,7	0	—	—	43,4	587,6	451,9	577,0	443,9
65		**58,8**	**57,6**	**58,2**		—	—	39,7				
70	48	59,0	58,2	58,6	?	—	—	38,0	583,6	446,6	569,9	437,2
75		60,2	58,8	60,0		—	—	—				
80		60,4	60,6	60,5		—	—	—	582,0	445,2	—	—

Digitized by Google

In diesen Zahlen tritt ganz besonders der grosse Gegensatz der Druckverteilung in der nördlichen und südlichen Hemisphäre hervor. Die abnorm rasche Abnahme jenseits des 30. Grades auf der Südhemisphäre würde einer Wasserhalbkugel entsprechen, dagegen wird in der Nordhemisphäre jenseits des 35. Breitengrades der Luftdruck durch die Kontinente sehr stark beeinflusst, so zwar, dass die Abnahme nach Norden hin weniger zur Geltung kommt. Aber auf den Ozeanen der nördlichen Hemisphäre finden wir eine starke Abnahme bis zum 60. Breitegrade. Am Aequator ist der Luftdruck relativ niedrig; auf der nördlichen Halbkugel nimmt er mit der Breite zu bis zum 35. Breitegrade, auf der südlichen Halbkugel bis zum 30. Grad. Da nach unserer Tabelle in den Tropen auf beiden Hemisphären nahezu gleich viel Land sich befindet, so ist der Grund des Ueberschusses des Luftdruckes nicht in der Verteilung von Land und Meer zu suchen. Diese Erscheinung hängt jedenfalls zusammen mit der Thatsache, dass die Meere der nördlichen Tropen wärmer sind als diejenigen der südlichen. Jenseits des nördlichen Polarkreises geht der Luftdruck wieder ins Steigen über. Ob eine solche Zunahme des Luftdruckes auch in den höchsten Breiten der Südhemisphäre erfolgt, konnte bis jetzt noch nicht festgestellt werden, dürfte indessen als wahrscheinlich angenommen werden. Der Einfluss von Land und Meer auf die Druckverteilung wird am deutlichsten, wenn wir diese in der Umgebung des 60.° n. B. im Januar und im Juni vergleichend betrachten. Im Januar liegt einem barometrischen Minimum von 746 mm bei Island ein Maximum von nicht weniger als 778 mm im östlichen Asien gegenüber; im Innern Amerikas beträgt der Luftdruck 764 mm, während er bei den Aleuten unter 752 mm herabgeht. Im Juli ist der Luftdruck bei Island auf 757 mm angestiegen, wogegen er in Ostasien nur noch 755 mm erreicht, während in Nordamerika und auf dem Stillen Ozean dieselben Verhältnisse stattfinden: also im Winter und Sommer totale Umkehr der Verhältnisse.

Betrachten wir unsere Isobarenkarten etwas näher, so finden wir im Januar: Maxima des Luftdruckes über Ostasien (über 778 m), über dem Nordatlantischen Ozean nördlich vom Wendekreis (über 768 mm), über dem nördlichen Stillen Ozean in gleicher Breite (über 766 mm), mitten über Nordamerika (über 766 mm); auf der Südhemisphäre im Südatlantischen Ozean etwas südlich vom Wendekreis (über 766 mm), auf dem Indischen Ozean westlich von Australien (über 766 mm), im südlichen Stillen Ozean zwischen 30° und 40° (über 766 mm). Minima des Luftdruckes liegen im Januar im Nordatlantischen Ozean bei Island (unter 746 mm), im nördlichen Stillen Ozean (unter 752 mm), im südlichen Antarktischen Meere und über Nordaustralien (unter 752 mm).

Im Juli befinden sich Maxima des Luftdruckes auf der Nordhemisphäre nördlich vom Wendekreise über dem Atlantischen Ozean (über 766 mm) und über dem Stillen Ozean (über 768 mm); auf der Südhemisphäre etwas südlich vom Wendekreis westlich von Südamerika und in einer langgestreckten Zone von Südamerika nach

Digitized by Google

Australien hin (über 766 mm), über Australien (über 764 mm); Minima des Luftdruckes lagern auf der Nordhemisphäre etwas nördlich vom Wendekreise über Südwestasien (unter 748 mm), über Mexiko (unter 756 mm), auf der Südhemisphäre und über dem Antarktischen Polarmeere.

Alles oben Gesagte gilt nur für die untersten Luftschichten, in der Höhe herrscht eine ganz andere Verteilung, die wir mit Hilfe der barometrischen Höhenformel nicht unschwer berechnen können, da wir ja die den einzelnen Breitengraden zukommenden Temperaturen kennen. Diese Zahlen fügen wir nach dem Vorgange Sprung's (Lehrb. d. Met.) der obigen Tabelle bei und zwar für die Höhen von 2000 und 4000 m.

Wenn auch diese berechneten Zahlen immerhin einige Unsicherheiten zeigen, so geht daraus doch hervor, dass die Zonen höchsten Luftdruckes in der Nähe der Wendekreise sich zu einem Maximum vereinigen, welches sehr nahe dem Aequator liegt und dass die Zunahme des Luftdruckes im hohen Norden in der Höhe verschwindet. Diese Thatsachen sind für die allgemeine Luftzirkulation von der grössten Bedeutung, wovon wir weiter unten noch eingehend sprechen werden.

Am meisten interessieren uns die Luftdruckverhältnisse über Europa, welche in neuester Zeit eine musterhafte Bearbeitung durch Hann gefunden haben [1]), und die für die Beurteilung unserer Witterungsverhältnisse von eminenter Bedeutung sind, so dass wir uns nicht versagen können, einige der wichtigsten Resultate hier wiederzugeben. Betrachten wir zunächst die Veränderungen, welche im Laufe des Jahres in der Luftdruckverteilung über Europa vor sich gehen.

Der hohe Luftdruck über der Pyrenäischen Halbinsel hat sein Maximum im Winter, im Januar, mit 766—767 mm, er erstreckt sich dann auch über Marokko und Algerien. Von Januar bis zum Februar sinkt der Luftdruck rasch und erreicht im Mai ein Minimum von 762 mm. Zum Juni steigt er wieder um 2 mm und hält sich im Juni und Juli auf 764 mm, wobei der hohe Luftdruck zugleich nach N. vordringt, so dass der Ort höchsten Luftdruckes für Mitteleuropa nunmehr im Westen liegt. Im August sinkt der Druck über Südwesteuropa wieder und erreicht im Oktober ein zweites Minimum von 762,5 mm, um im November wieder auf 765,5 mm zu steigen.

Das Barometerminimum über dem Nordatlantischen Ozean und der niedrige Luftdruck über Nordeuropa überhaupt sind das zweite konstante Element in der Druckverteilung über Europa. Es ist bekannt, dass dieses nördliche Minimum im Winter am meisten entwickelt ist, nachdem schon im Oktober eine bemerkenswerte Vertiefung desselben stattgefunden hat, der aber im November wieder eine Zunahme des Druckes folgt.

---

[1]) Die Verteilung des Luftdruckes über Mittel- und Südeuropa. Wien, Hölzel, 1887.

Digitized by Google

Die Monate April und namentlich der Mai sind dagegen derjenige Teil des Jahres, wo der Einfluss des nordatlantischen Minimums am meisten zurücktritt.

Temporäre Maxima treten über den Alpen und Mitteldeutschland sowie über Südosteuropa auf. Ueber dem Alpengebiet und dessen nördlichem Vorland tritt eine sehr ausgesprochene Tendenz zur Entwickelung einer Area hohen Luftdruckes ein. In den Monaten September bis Mai, ausser im November, findet man daselbst ein abgegrenztes Maximalgebiet vor, und auch im Sommer legen sich die von West her vorgestreckten Zungen hohen Druckes an die Nordseite der Alpenkette an. Während der Monate Dezember und Januar stellt sich über Südosteuropa ein wohlabgegrenztes Maximum von 766,5 mm ein. Gegen den hohen Druck im Innern Russlands ist dasselbe geschieden durch ein barometrisches Thal, welches, wie es scheint, von der Ostsee bis zum Schwarzen Meere hinabführt, ein Analogon zu den deutlicher ausgeprägten Mulden niedrigen Druckes über Ungarn und dem mittägigen Frankreich. Im Februar löst sich dieses Maximum auf in zwei weniger intensive Maxima über Oberungarn resp. der Wallachei. Abgesehen vom März, wo noch Spuren des Maximums vorhanden sind, fehlt in allen übrigen Monaten das südöstliche Maximum.

Temporäre Minima kommen vor über dem westlichen Mittelmeerbecken in allen Monaten ausser im eigentlichen Sommer, im östlichen Mittelmeerbecken insbesondere im März und November, über dem Adriatischen Meere im Oktober und November, endlich über Ungarn und der Balkanhalbinsel im April und Mai, welches letztere Minimum mit den Kälterückfällen während dieser Monate in unseren Gegenden im Zusammenhang steht.

„Die Haupterscheinungen in der Luftdruckverteilung über dem mittleren und südlichen Europa selbst sind: der fast konstant niedrige Luftdruck über dem Mittelmeerbecken und die Tendenz zur Bildung einer Zone hohen Luftdruckes über dem Alpengebiet und über dessen nördlichem Vorland, sowie im Winter über Siebenbürgen und der Wallachei."

Sehr anschaulich gibt die nachstehende Tabelle die Veränderungen, welche im meteorologischen Regime Europas im Laufe des Jahres vor sich gehen; dieselbe enthält die Luftdruckdifferenzen (im Meeresniveau) von ausgewählten Stationsgruppen in den acht Hauptrichtungen der Windrose. In den beiden letzten Zeilen sind die darüber stehenden Zahlen zu zwei aufeinander senkrechten verbunden und die Zahlen auf die gleiche Strecke von 20 Aequatorialgraden, unter Voraussetzung einer gleichförmigen Neigung der betreffenden Isobarenflächen reduziert [1]).

[1]) Vergl. Met. Zeitschr. 1888. S. 187.

Digitized by Google

Jährlicher Gang der Luftdruckunterschiede in Europa (mm).

Richtung	Ungefähre Distanz km	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
N-S	2520	−2,9	−2,6	−0,9	−0,6	−0,4	−1,5	−1,9	−1,3	−2,9	−2,9	−1,9	−4,0
NW-SE	2820	−12,6	−8,0	−4,2	−1,6	0,2	−0,6	−0,4	−1,5	−5,3	−9,2	−6,0	−9,3
W-E	1710	−2,8	−1,1	−0,4	0,3	0,8	2,1	2,4	1,1	−0,8	−3,4	−2,3	−1,5
SW-NE	2450	0,9	1,8	1,9	2,0	1,6	3,4	3,8	2,3	0,9	−0,8	0,0	1,9
NNW-SSE	2226	−6,4	−4,4	−2,1	−0,9	−0,1	−0,9	−1,0	−1,2	−3,4	−5,0	−3,3	−5,5
WSW-ENE	2226	−1,0	0,4	0,8	1,2	1,3	2,9	3,3	1,8	0,1	−2,2	−1,2	0,2

(N: Petersburg, Upsala, Christiania. — S: Athen, Korfu, Palermo. — NW: Culloden, Thorshavn. — SE: Odessa, Konstantinopel. — W: Paris. — E: Czernowitz. — SW: St. Martin a. H., Lissabon. — NE: Warschau, Lemberg.)

Der Luftdruckunterschied zwischen WSW und ENE wechselt im Laufe des Jahres sein Zeichen und ist im Jahresmittel fast Null; der Minderdruck im NNW dauert dagegen das ganze Jahr hindurch und verschwindet nur im Mai so gut wie ganz. Durch die Eigentümlichkeiten der Monate Januar, Mai und Juni werden die obigen Zahlen scharf gekennzeichnet; die Druckverteilungen des Oktober nähern sich jenen des Januar, dazwischen schiebt sich der November mit einer bemerkenswerten Abschwächung des schon eingetretenen winterlichen Charakters, welche Erscheinung eine weite Verbreitung hat. —

Die unperiodischen Schwankungen des Luftdruckes sind erst in neuerer Zeit eingehender untersucht worden, insbesondere von Felberg und Köppen [1]). Unter monatlichen Barometerschwankungen versteht man die mittleren Unterschiede der extremen Barometerstände in den einzelnen Monaten. Wie diese Untersuchungen gezeigt haben, ist die Grösse der Barometerschwankungen entschieden von der Breite abhängig, und zwar zu allen Jahreszeiten. Während sich auf der Südhemisphäre die Grössen der Schwankungen im ganzen Jahre ziemlich gleich bleiben, zeigt die nördliche Hemisphäre im Sommer und im Winter der Grösse nach ganz bedeutende Unterschiede.

Die folgende kleine Tabelle gibt nach Köppen die mittlere Barometerschwankung in Millimetern für die verschiedenen Breiten der Nordhemisphäre, die kältere und wärmere Jahreszeit und für Ozeane und Kontinente:

Geogr. Breite N	Mittlere Barometerschwankung			
	Winter		Sommer	
	Ozean	Kontinent	Ozean	Kontinent
0°	5	6½	5	6
10	6	8	5	6
20	8	11	6	8
30	16	13	9	11
40	29	18	16	12
50	38	25	25	14
60	**45**	**31**	**28**	**19**
70	40	29	25	18
80	34	—	18	—

[1]) Felberg, siehe Archiv der Deutschen Seewarte. 1878. Nr. 3; Köppen, siehe Annalen der Hydrographie etc. 1882. S. 275.

Digitized by Google

Am grössten ist die Schwankung im Nordatlantischen Ozean zwischen den britischen Inseln und Neufundland im Winter, und zwar beträgt sie hier nicht weniger als 50 mm. Von hier aus nimmt die Schwankung nach allen Seiten hin ab, langsam nach Norden und nach den Kontinenten, sehr rasch nach dem Aequator hin, wo sie unter 6 mm herabsinkt und wo sie den täglichen periodischen Schwankungen gleichkommt. Im Sommer sind die unperiodischen Schwankungen des Luftdruckes örtlich ganz ähnlich verteilt wie im Winter, nur sind die Unterschiede bedeutend geringer. Das Maximum auf dem Nordatlantischen Ozean liegt zwischen 25 und 30 mm, das Minimum am Aequator zwischen 5° und 10° ist demjenigen des Winters fast gleichwertig. Die ruhige Zeit des Sommers und die unruhige des Winters finden in den unperiodischen Schwankungen des Luftdruckes einen sehr treffenden Ausdruck.

Die Abweichungen des Luftdruckes von seinen normalen Werten stehen in innigster Beziehung zu den Temperaturanomalien. Diese Beziehungen untersucht Hann, indem er aus der Periode 1851 bis 1880 die 40 kältesten und 40 wärmsten Monate auswählt und für diese die Abweichungen des Luftdruckes vom Normalwerte für Gruppen von Stationen in Zentraleuropa sowohl als in acht den Hauptrichtungen der Windrose entsprechenden Lagen an der Peripherie des Erdteils zusammenstellt. Folgende kleine Tabelle gibt die Differenzen dieser Abweichungen zwischen den entgegengesetzten Gruppen:

Unterschiede in der Luftdruckabweichung während 40 extrem kalter und 40 extrem warmer Monate in Mitteleuropa.

		Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.
Anzahl		je 4	je 4	je 4	je 3	je 3	je 4	je 3	je 3	je 3	je 3	je 3	je 3
Kälteste Monate	NW-SE	3,3	4,4	3,3	4,2	2,8	3,1	1,7	2,4	1,7	4,6	3,2	5,8
	N-S	3,5	3,8	3,9	6,0	1,5	1,2	— 0,5	— 1,3	— 1,0	1,5	0,6	1,8
	NE-SW	3,7	1,8	5,9	3,3	1,0	— 0,4	— 1,5	— 1,0	— 2,0	0,5	— 0,8	— 0,6
Wärmste Monate	NW-SE	— 7,8	— 4,6	— 5,6	— 3,4	— 1,5	— 3,1	0,8	0,3	— 1,3	— 2,1	— 3,1	— 5,3
	N-S	— 5,6	— 5,1	— 7,3	— 1,6	— 0,5	— 1,7	1,4	0,7	— 1,2	— 0,5	— 2,0	— 1,8
	NE-SW	— 3,6	— 2,6	— 3,9	0,3	1,0	1,2	2,0	1,5	— 0,7	1,1	— 0,8	— 0,1

„Zusammenfassend können wir sagen: die extremen Wintermonate in Mitteleuropa stehen in keiner konstanten Beziehung zur Luftdruckabweichung über Mitteleuropa selbst; es ist aber für sie charakteristisch, dass in strengen Wintern der Luftdruck im N und NE von Europa zu hoch ist, dagegen in sehr milden Wintern im NW und N zu niedrig ... Wenngleich in strengen Wintern die Differenz der Abweichungen im NW gegenüber SE circa 3,7 mm beträgt, bedeutet dies noch immer keine Umkehrung der Gradienten, denn der normale mittlere Druckunterschied auf unserer Linie NW—SE ist circa: im Dezember — 5,2, Januar — 7,1, Februar — 3,7. Es bleibt also noch immer ein durchschnittlicher Drucküberschuss von rund 1,5 mm im SE. Dagegen steigt dieser Drucküberschuss in sehr warmen Wintermonaten auf den Betrag von 11,3 mm. Leichter kehrt sich dagegen der Gradient N—S um, denn die normale Druckdifferenz N—S auf unserer Linie beträgt im Mittel des Winters nur circa — 3,2 mm. Da nun im Mittel sehr kalter Monate die effek-

Digitized by Google

tive Abweichung im N + 5,4 mm ist, so ergibt dies einen Drucküberschuss im N von 2,2 mm. In sehr warmen Wintermonaten steigt dagegen der Drucküberschuss im S auf 6,0 + 3,2 = 9,2 mm.

In sehr kalten Frühlingsmonaten ist in Zentraleuropa selbst die Luftdruckabweichung häufiger negativ, in sehr warmen häufiger positiv, jedoch beides nur im Verhältnis 6 : 4. Charakteristisch ist für die ersteren der zu hohe Luftdruck im NW (stets) und N (meist), für die letzteren der zu hohe Druck im SE und zu tiefe im NW. In diesen Beziehungen stimmt der Frühling mit dem Winter überein, dagegen weicht er in dem Verhältnis zwischen NE und SW von ihm ab, da die wärmsten Frühlingsmonate sich durch zu hohen Druck im NE auszeichnen [1]).

Im Sommer stehen die Temperaturabweichungen über Zentraleuropa in einer viel engeren Beziehung zu den gleichzeitig daselbst herrschenden Luftdruckabweichungen als in den übrigen Jahreszeiten. In den neun kältesten Sommermonaten der Periode 1851—80 war siebenmal der mittlere Luftdruck unter dem Mittel, in den neun wärmsten ausnahmlos über demselben.

Ueber ganz Europa sind in den kältesten Sommermonaten die negativen Abweichungen des Luftdruckes die vorherrschenden, namentlich im NE, während der Druck über Island zu hoch ist. Umgekehrt ist es in den wärmsten Sommermonaten, nur dass die positive Druckanomalie im SE noch durchgreifender ist als im NE.

Im Herbst ist die Situation der Luftdruckabweichungen ganz analog jener im Winter, nur diejenigen in der Richtung NE—SW machen eine Ausnahme; auch sind die Druckabweichungen in der Richtung N—S weniger entscheidend als im Winter.

Ueberblicken wir noch einmal die Beziehungen zwischen den Luftdruckabweichungen und den Temperaturanomalien in Zentraleuropa, so ergeben sich folgende allgemeinste Resultate. Die Luftdruckabweichungen über Mitteleuropa selbst stehen in keinen engeren Beziehungen zu den Temperaturanomalien; nur der Sommer bildet eine Ausnahme . . .

In Bezug auf die Luftdruckabweichungen über den verschiedenen Teilen Europas spielen jene im Nordwesten, d. i. über England und dem Nordatlantischen Ozean, das ganze Jahr hindurch die Hauptrolle; nur im Sommer sind die Luftdruckabweichungen im Nordosten (gegenüber dem SW) noch einflussreicher. Das ganze Jahr hindurch entspricht einem zu hohen Luftdrucke im NW gegenüber dem SE eine negative Temperaturanomalie, hingegen bedeutet ein zu niedriger Luftdruck in dieser Gegend einen Wärmeüberschuss in Mitteleuropa. In ähnlicher Weise verhält es sich mit den Luftdruckanomalien auf der Linie N—S, doch sind die Beziehungen zu den Temperaturanomalien hier weniger entschieden ausgesprochen und weniger konstant als jene in der Richtung von NW nach SE.

---

[1]) Bemerkenswert ist in dieser Beziehung der Mai 1889, welcher durch eine ausserordentlich hohe Temperatur ausgezeichnet ist. Beständig lag der höchste Luftdruck über Nord- und Nordosteuropa.

Digitized by Google

Da nun die Druckanomalien im NW durchschnittlich erheblich grösser sind als im SE, so tritt aus obigem hervor, dass die wechselnden Druckverhältnisse auf dem Nordatlantischen Ozean das vorwiegend aktive Element bei der Erzeugung der anomalen Jahreszeiten Europas sind."

Die Veränderlichkeit der Luftdruckmittel, d. h. die mittlere Grösse der Abweichungen von den Normalwerten, nimmt für Europa bei gleicher Breite mit der Entfernung vom Atlantischen Ozean ab, eine stärkere Abnahme der Veränderlichkeit zeigt sich mit abnehmender geographischer Breite. In Bezug auf die Seehöhe ist in der kälteren Jahreszeit die Veränderlichkeit kleiner in der Höhe als an der Erdoberfläche, umgekehrt in der wärmeren. In der jährlichen Periode zeigt sich im allgemeinen auf der Nordhemisphäre ein Maximum der Veränderlichkeit im Winter, ein Minimum im Sommer.

Von grosser praktischer Wichtigkeit ist die Veränderlichkeit der räumlichen Luftdruckdifferenzen und ihre Abhängigkeit von der Entfernung und dem Höhenunterschiede der Orte, welches Hann zur Untersuchung von Stationspaaren und zur Reduktion der Mittelwerte auf gleiche Zeiträume mit gutem Erfolge benutzte. Die folgende Tabelle gibt nach Hann die Veränderlichkeit der Luftdruckmittel und deren Differenzen für die Jahreszeiten:

A. Veränderlichkeit der Luftdruckmittel:

	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Mittel	Jahr
Nördl. Mitteleuropa . . .	3,40	2,21	1,35	2,10	2,27	0,69
Südl. „ . . .	3,31	2,01	1,10	1,69	2,03	0,63
Südeuropa	2,68	1,59	0,82	1,40	1,62	0,54

B. Veränderlichkeit der Differenzen der Luftdruckmittel:

Entfernung	Höhendiff.	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Mittel	Jahr
16 Meilen	120	0,29	0,23	0,19	0,22	0,23	0,11
38 „	80	0,57	0,46	0,31	0,48	0,46	0,16
70 „	300	1,04	0,61	0,43	0,64	0,68	0,20
160 „	54	1,80	1,34	0,76	1,18	1,27	0,43

Hann gelangt zu folgenden Resultaten:

„1. Die mittlere Veränderlichkeit der Differenzen der Monatsmittel des Luftdruckes beträgt für geringe Entfernungen, d. i. etwa bis zu 30 Meilen, rund ein Zehntel der Veränderlichkeit der Monatsmittel selbst. In den Wintermonaten ist das Verhältnis viel günstiger als in den Sommermonaten, da die jährliche Periode der Veränderlichkeit der Differenzen eine erheblich schwächere ist als die der Mittel. — Bei einer Entfernung von etwa 200 deutschen geographischen Meilen wird namentlich im Seeklima die mittlere Veränderlichkeit der Differenzen ebenso gross wie die Veränderlichkeit der Mittel selbst. Die mittleren Differenzen gewähren also keinen Vorteil mehr bei der Ableitung vergleichbarer Mittelwerte und der Reduktion auf die gleiche Periode. — Die Veränderlichkeit der Differenzen der Jahresmittel ist bei kleineren Entfernungen von

Digitized by Google

10—20 Meilen und günstiger Wahl der verglichenen Stationen gleichfalls nur etwa der zehnte Teil der Veränderlichkeit der Jahresmittel selbst . . .

2. Zwischen der Grösse der mittleren Veränderlichkeit der Differenzen und dem Betrage der letzteren besteht keineswegs eine einfache direkte Proportionalität, wie man vielleicht annehmen könnte . . . Ganz auffallend ist die geringe Veränderlichkeit der Luftdruckdifferenz St. Bernhard-Schafberg in einem Niveau von circa 1800 und 2500 m. Dieselbe beträgt fast nur die Hälfte von jener, welche die anderen Stationspaare gleicher Entfernung ergeben. Möglicherweise ist dieses eine allgemeine Erscheinung und weist darauf hin, dass in grossen Höhen, wie die Druckdifferenzen selbst, auch ihre Veränderlichkeit abnimmt. Für die sichere Ableitung der Normalmittel des Luftdruckes sehr hochgelegener Stationen ist diese Erfahrung von grossem Werte.

3. Im Seeklima und schon beim Uebergange vom Inlande zur Küste nimmt die Veränderlichkeit der Differenzen der Luftdruckmittel erheblich zu . . . . Die Reduktion der Luftdruckmittel auf die gleiche Periode erfolgt daher für das Inland viel sicherer als für Küsten und namentlich für Inseln im Ozean draussen . . .

4. Es besteht auch eine Zunahme der Differenzen von Süden nach Norden, wie zu erwarten ist. Eine beträchtliche Zunahme der Veränderlichkeit der Luftdruckdifferenzen zeigt sich ferner, wenn zwischen den beiden Stationen ein hohes Gebirge liegt, wie in dem Falle Genf-Lugano." —

Aus der mittleren Veränderlichkeit der Mittel lässt sich von einer von Fechner angegebenen und von Hellmann zuerst in der Meteorologie angewandten Formel leicht der wahrscheinliche Fehler der Mittel ableiten.

$$\text{Der wahrscheinliche Fehler w ist} = \frac{1{,}1955 \times \text{mittl. Abweichung}}{\sqrt{2\,n-1}}$$

worin n die Anzahl der Jahrgänge (resp. Beobachtungen) bedeutet. Für n^1 Beobachtungsjahre und den wahrscheinlichen Fehler w^1 ist $n = n^1 \frac{w_1^2}{w^2}$. Soll der wahrscheinliche Fehler 0,1 sein, so ist $n = 100\ w^1\ n^1$.

Für Mitteleuropa ist der durchschnittliche Fehler eines zwanzigjährigen Monatsmittels ± 0,4 mm, und jener der extremen Wintermonate ± 0,7 mm; für zehn Beobachtungsjahre betragen diese Fehler bezw. ± 0,6 und ± 1,0 mm. Weiter hinauf nach Norden und Nordwesten wächst der wahrscheinliche Fehler sehr rasch. Für Jahresmittel mit einer Genauigkeit von 0,1 mm braucht man im mittleren Europa 30 Jahre, dagegen im Nordwesten und Norden 60—100 Jahre.

Kann man eine Normalstation für Reduktion der Luftdruckmittel durch Differenzen benutzen, so genügt eine viel kürzere Beobachtungsreihe für Bestimmung hinreichend genauer Monatsmittel, wie folgendes Täfelchen (Hann S. 88) zeigt.

Digitized by Google

Zahl der Jahre, die nötig sind, um das Mittel der Differenzen auf $\pm$ 0,1 mm sicherzustellen:

Entfernung	Winter	Sommer	Mittel	Jahr
16 Meilen	6	3	4	1
28 „	24	7	16	2
70 „	79	14	34	3
160 „	237	42	118	14

IV. Der Wasserdampf in der Atmosphäre.

Schon oben haben wir erwähnt, dass der atmosphärischen Luft stets und überall Wasserdampf in veränderlicher Menge beigemengt ist. In unseren Witterungserscheinungen spielt der Wasserdampf eine ausserordentlich wichtige Rolle, und diese liegt hauptsächlich darin, dass er in beständiger Verdichtung und Neubildung begriffen ist. Während die übrigen Gase, Sauerstoff, Stickstoff und Kohlensäure, in unserer Atmosphäre ihren gasförmigen Charakter stets beibehalten, liegen beim Wasserdampf die Temperaturen des Siedepunktes und des Gefrierpunktes zwischen verhältnismässig sehr engen Grenzen, wobei die Lufttemperaturen gewöhnlich nahe dem Kondensationspunkte sich befinden. Die häufigen Aenderungen des Aggregatzustandes und die dadurch bedingte unregelmässige Zu- und Abnahme des Wasserdampfes an den verschiedenen Stellen der Atmosphäre verhindern die regelmässige Verbreitung des Wasserdampfes in der Luft, wie es dem Dalton'schen Gesetze entsprechen würde, so dass also der Wasserdampf keine selbständige Atmosphäre ausmacht. Bildete der Wasserdampf wirklich eine eigene Atmosphäre, so müsste jener wegen seines geringen spezifischen Gewichtes langsamer mit der Höhe abnehmen, als es dem Luftdrucke entspricht, und schon in einer nicht sehr grossen Höhe würde, wie wir gleich sehen werden, Wolkenbildung eintreten, wodurch eine beständige Wolkenschicht in jener Höhenregion unterhalten würde.

Der der Atmosphäre beigemengte Wasserdampf verdankt seinen Ursprung der Verdunstung an der Erdoberfläche. Die Verdunstung des Wassers oder die Ueberführung desselben in den dampfförmigen Zustand geht bei jeder Temperatur vor sich; dabei wird stets eine gewisse Menge Wärme verbraucht, welche dem verdunstenden Wasser und seiner Umgebung entzogen wird. Die bei der Verdunstung verbrauchte Wärme, latente oder Verdunstungswärme, geht nicht verloren, obgleich sie sich durch das Thermometer nicht nachweisen lässt; sie haftet dem Wasserdampfe an und dient lediglich dazu, seinen gasförmigen Zustand aufrechtzuerhalten. Wenn man unter Wärmeeinheit oder Kalorie die Wärmemenge versteht, welche einem Kilogramm Wasser zugeführt werden muss, um die Temperatur desselben um 1° C. zu erhöhen, so sind 537 Wärmeeinheiten erforderlich, um ein Kilogramm Wasser von 100° in Dampf zu ver-

Digitized by Google

wandeln. Nach Regnault ist die latente Wärme nicht bei allen Temperaturen dieselbe, sondern sie ist um so grösser, je niedriger die Temperatur ist, bei welcher die Verdunstung stattfindet. Von allen Körpern besitzt Wasser die grösste Verdunstungswärme.

An der freien Atmosphäre verwandelt sich das Wasser ungehindert in Dampf; lässt man aber Wasser in einem abgeschlossenen Raume verdunsten, so verdunstet nur ein Teil des Wassers, und zwar um so mehr, je höher die Temperatur im geschlossenen Raum ist. Denn ein gegebener Raum kann bei einer bestimmten Temperatur nur eine ganz bestimmte Menge Wasserdampf aufnehmen, und diese Dampfmenge nennt man die Sättigungsmenge für die bestimmte Temperatur. Wenn man die Temperatur des Raumes erhöht, so kann wieder eine gewisse Menge Wasser verdunsten, kühlt man dagegen ab, so muss ein Teil des im Raume vorhandenen Wasserdampfes sich als tropfbarflüssiges Wasser niederschlagen. Nach dem Dalton'schen Gesetze ist die Sättigungskapazität eines Raumes für den Dampf unabhängig von der Anwesenheit und der Natur eines anderen in dem Raume vorhandenen Gases. Der Unterschied zwischen einem luftleeren und einem lufterfüllten Raume in Bezug auf die Verdunstung ist nur der, dass im ersteren wegen der ungehemmten Ausdehnung der Dämpfe die Verdunstung und Sättigung rascher vor sich geht als im letzteren.

Der Druck, welchen der in einem abgeschlossenen Raume befindliche Dampf gegen die Gefässwände ausübt, wächst mit der Temperatur und der Menge des Dampfes, und da jeder Temperatur eine gewisse Sättigungsmenge zukommt, so muss auch der gesättigte Wasserdampf in dem Raume den grösstmöglichen Druck ausüben. Die Temperatur, bei welcher der Wasserdampf die grösste Spannkraft erreicht hat, nennt man den Taupunkt; eine Abkühlung unter denselben bewirkt teilweise Kondensation des Wasserdampfes, eine Erwärmung über denselben macht den Raum fähig, neue Dämpfe aufzunehmen.

Alle Wassermassen, welche ihre Oberflächen frei der Atmosphäre darbieten, liefern durch Verdunstung der Atmosphäre Wasserdampf, vor allem die Meere und Flüsse, dann die Pflanzen, die das Wasser durch die Wurzeln aufsaugen, in die Blätter treiben und dann an die Atmosphäre abgeben, und die feuchte Erdoberfläche. Die Verdunstungsgrösse wird angegeben durch die Höhe der Wasserschicht, welche von der Erdoberfläche verdunstet.

Die Messung der Verdunstung ist mit ausserordentlichen Schwierigkeiten verknüpft. Denn da die Menge der Dämpfe, welche eine Wassermasse durch Verdunstung in einer bestimmten Zeit liefert, unter gleichen Umständen um so grösser ist, je grösser die Oberfläche, je höher die Temperatur der verdunstenden Wasserfläche und je trockener und bewegter die über demselben befindliche Luft ist, und da in der freien Natur die Verdunstung unter den verschiedensten Umständen vor sich geht, so ist einleuchtend, dass die Verdunstungsmenge je nach der lokalen Lage sehr stark variieren muss. Daher zeigen auch die verschieden konstruierten oder verschieden aufgestellten Verdunstungsmesser, Atmometer, ganz ver-

Digitized by Google

schiedenes Verhalten. Von den verschiedenen Verdunstungsmessern will ich einen ganz einfachen Apparat nach der Idee Piche's hier kurz beschreiben, welcher, abgesehen von seiner Billigkeit, einige Vorzüge bieten dürfte.

Fig. 23.

Eine kubizierte und einerseits geschlossene Glasröhre, etwa 20 mm lang und 1 cm im Lichten, wird mit destilliertem Wasser gefüllt und mit einem Stückchen kreisrunden, ziemlich starken Löschpapiers, welches in der Mitte eine feine Oeffnung hat, geschlossen. Kehrt man jetzt den Apparat um, so wird das Löschpapier und die darüber befindliche Wassersäule durch den Luftdruck getragen. Indem nun das Wasser an dem feuchten Papier verdunstet, dringt zum Ersatze neues Wasser aus der Glasröhre, so dass das Papier beständig feucht erhalten wird. Da nun das Wasser in der Glasröhre abnehmen muss und also nicht mehr den ganzen Raum anfüllen kann, so steigen in demselben Masse, in welchem das Wasser verdunstet, in dem Glascylinder Luftblasen auf, und die verdunstete Wassermenge lässt sich genau an der Teilung ablesen. Das Wasser verdunstet sowohl an der oberen wie an der unteren Fläche, und nehmen wir ein kreisförmiges Stück Papier, so erhalten wir als Grösse der Verdunstungsfläche

$$\pi\ (2\ r^2 - \rho^2),$$

wobei r der Radius des Papiers und ρ die halbe Dicke des Cylinders bedeuten und von der Papierdicke abgesehen wird. Die Grösse der Papierscheibe kann man so wählen, dass durch die Teilung am Cylinder die Anzahl der Millimeter der verdunsteten Wasserschicht direkt angegeben wird. Soll das Instrument dem Wind und Regen ausgesetzt werden, so thut man gut, noch eine dünne Feder anzubringen, welche das Papier an den Cylinder andrückt. Im Winter kann man den Apparat am besten durch ein einfaches Gefäss von bestimmtem Querschnitte ersetzen.

Es dürfte von einigem Interesse sein, hier die Hauptergebnisse einer eingehenden Untersuchung von Eser über das Verdunstungsvermögen des Bodens wiederzugeben [1]).

1. Die Wasserverdunstung aus dem Boden ist um so grösser, je grösser der Feuchtigkeitsgehalt ist. Daher wächst die Verdunstung unter gleichen Verhältnissen mit der Wasserkapazität des Erdreiches und mit der Menge des über- und unterirdisch zugeführten Wassers. In gesättigtem (nassem) Zustande verdunsten die Böden von verschiedener physikalischer Beschaffenheit beinahe gleiche Wassermengen.

2. Die Verdunstung geht so lange an der Bodenoberfläche vor sich, als sich diese feucht erhält. Der hier stattfindende Verlust

[1]) Untersuchungen über den Einfluss der physikalischen und chemischen Eigenschaften des Bodens auf dessen Verdunstungsvermögen. Wolny's Forsch. auf d. Geb. der Agrikulturph. Bd. VII. Ref. Met. Zeitschr. 1885. S. 430.

Digitized by Google

wird durch kapillares Aufsteigen des Wassers aus den tieferen Schichten des Bodens in dem Falle gedeckt, in welchem der Wassergehalt über 50% der Wasserkapazität beträgt. Ist die Bodenfeuchtigkeit unter diese Grösse herabgesunken, so wird der Aufstieg des Wassers sistiert, was zur Folge hat, dass die Oberfläche des Erdreichs abtrocknet und die Verdunstungsschicht tiefer zu liegen kommt, und zwar um so tiefer, je weniger Wasser der Boden ursprünglich enthielt und je schneller die Austrocknung der höheren Schichten desselben vor sich ging.

3. Ein Boden mit gewölbter und rauher Oberfläche hat eine grössere Verdunstungsmenge als mit glatter resp. ebener.

4. Am meisten verdunstet unter gewöhnlichen Verhältnissen der Humus, am wenigsten der Sand, während der Thon in dieser Beziehung in der Mitte liegt.

5. Die Wasserabgabe an die Atmosphäre ist um so grösser, je dunkler die Oberfläche gefärbt ist.

6. Befindet sich in der Tiefe des Bodens Grundwasser, so wird die Verdunstung um so geringer sein, je grösser der Abstand zwischen dem Grundwasserspiegel und der Bodenoberfläche ist.

7. Einen grösseren Einfluss, als die im Boden selbst liegenden Faktoren, übt die Bedeckung desselben mit Pflanzen oder leblosen Gegenständen auf die Wasserverluste aus. Der mit lebenden Pflanzen bestandene Boden verdunstet die grössten, der durch leblose Gegenstände (Stroh, Dünger, Streu, Steine u. s. w.) bedeckte die geringsten Wassermengen, während der nackte Boden sich zwischen beiden in der Mitte hält.

8. Bei verschiedener Lage des Bodens gegen die Himmelsrichtung verdunsten die Südhänge die grössten Wassermengen, dann folgt die Ost-, weiterhin die Westseite, während in der nördlichen Exposition die geringsten Feuchtigkeitsmengen durch Verdunstung verloren gehen.

9. Bei verschiedener Inklination der Bodenfläche und südlicher Exposition der betreffenden Hänge ist unter unseren Breiten die Verdunstung während des grössten Teiles des Jahres um so grösser, je grösser der Neigungswinkel ist. Zur Zeit der grössten nördlichen Deklination stellt sich der Gang der Verdunstung umgekehrt; von da ab wandert das Maximum allmählich nach dem Frühjahre, resp. Herbste zu wieder in die vorerwähnte Lage zurück.

Dass die Pflanzen unter Umständen eine sehr grosse Wassermenge verdunsten können, geht schon daraus hervor, dass sie der Luft durch ihre Blätter eine sehr grosse Oberfläche darbieten.

Im Walde selbst zeigt sich hauptsächlich wegen der geringen Ventilation eine viel geringere Verdunstung als im Freien. So fand Ebermayer[1]) aus den Beobachtungen an den bayerischen Forststationen für das Jahr 1868/69 im Freien eine durchschnittliche Verdunstungshöhe von 598 mm, dagegen im Walde von nur 219 mm; es

[1]) Die physikalischen Einwirkungen des Waldes auf Klima und Boden. Zeitschr. der Oest. met. Ges. 1873. S. 253.

Digitized by Google

war mithin im Walde die Verdunstung einer freien Wasserfläche um 379 mm oder 64% geringer als auf freiem Felde. Nach den Jahreszeiten ergaben sich folgende Differenzen im Mittel aller Stationen:

	Sommer	Frühling	Herbst	Winter
Millimeter	149	97	77	38
Prozente	65	57	68	65

Aus diesen Zahlen geht hervor, dass der absolute Einfluss des Waldes auf die Wasserverdunstung im Sommer fast viermal grösser ist als im Winter. Nicht nur der Wald als solcher, sondern die Streudecke trägt ausserordentlich viel dazu bei, die Bodenfeuchtigkeit des Waldes zu unterhalten und die Quellen zu speisen. Die Verdunstung des Bodens war unter der Streudecke um folgende Prozente geringer als bei unbedecktem Waldboden:

April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.
58	58	62	64	61	62	50

Also ist der Einfluss der Streudecke auf die Erhaltung der Bodenfeuchtigkeit ebenso gross als der Einfluss des Waldes selbst als solcher. Die Verdunstungsmengen sind an den verschiedenen Orten voneinander sehr verschieden.

Von hohem Interesse sind die Messungen, welche in Russland mit gleich aufgestellten Apparaten erhalten wurden[1]). Da die Regen- und Verdunstungsbeobachtungen aus denselben Jahrgängen sind (mindestens 30 Jahre), so sind die Zahlen miteinander sehr gut vergleichbar:

	Petersburg	Elisawetgrad	Kischinew	Astrachan
Regenmenge cm	51	46	55	16
Verdunstungsmenge cm .	30	69	63	74

	Akmolinsk	Nukuss	Petro-Alexandrowsk
Regenmenge cm	23	7	6½
Verdunstungsmenge cm .	104	193	232

	Katherinenburg	Ssalair	Nertschinsk	Peking
Regenmenge cm	44	36	40	63
Verdunstungsmenge cm .	42	64	46	97

Aus diesen Zahlen geht deutlich hervor, dass die Regenmenge nach dem Innern des Landes hin abnimmt, wogegen die Verdunstung zu beträchtlichen Werten sich erhebt. Ausserdem führen wir noch folgende Verdunstungsgrössen an: Madras 232, St. Helena 213, Nagpur 186, Cumana 352, Sidney 120, Madeira 203, Azoren 100, Marseille 230, Holland 60—80, englische Küsten 90, London 65, Ostschottland 80 cm.

Ausserordentlich gross ist die Verdunstungsmenge auf den Ozeanen, wo wohl fast die Hälfte aller auffallenden Sonnenstrahlen zur Dampfbildung verwendet wird. Diese Wärme, welche den unteren Luft-

[1]) Stelling: Ueber den jährlichen Gang der Verdunstung in Russland. Repert. f. Met. Bd. VII. Nr. 6.

Digitized by Google

schichten entzogen wird, wird bei der Verdichtung des Dampfes wieder frei und kommt dann entlegenen Gegenden zu gute.

Die Menge des in der Luft befindlichen Wasserdampfes wird ausgedrückt entweder durch das Gewicht des in einer gewissen Raumeinheit enthaltenen Wasserdampfes oder durch den Druck, den der Dampf auf seine Umgebung ausübt. Bei der letzteren Art der Messung wird der Druck bezeichnet durch die Höhe einer Quecksilbersäule, welche der Spannkraft des Dampfes das Gleichgewicht hält, also gerade so wie bei der Bestimmung des Luftdruckes.

Die genaue und möglichst rasche Bestimmung des Feuchtigkeitsgehaltes der Luft ist insbesondere für die praktische Meteorologie von grosser Wichtigkeit, indem sie mit der Bildung der Wolken und der Niederschläge überhaupt in innigster Beziehung steht. Bereits oben haben wir erwähnt, dass der Wasserdampf in der Luft dem Dalton'schen Gesetze nicht folgt, so dass eine unabhängige Dampfatmosphäre nicht vorhanden ist. Vielmehr ist die Dampfverteilung in der Atmosphäre sehr unregelmässig, jedoch ist es im allgemeinen richtig, dass der Wasserdampf, wie die Temperatur mit der Höhe abnimmt, und zwar in einem rascheren Verhältnis als diese. Das Verfahren Dove's, den Betrag der Dampfspannung an der Erdoberfläche von dem Luftdrucke abzuziehen, um den Druck der trockenen Luft zu erhalten, muss demnach als unzulässig angesehen werden. Trotz der unregelmässigen Verteilung des Wasserdampfes in der Atmosphäre erscheint die Bestimmung desselben dennoch wichtig, indem manche Witterungsvorgänge in den Feuchtigkeitsverhältnissen der Luft ihre Erklärung finden.

Man nennt die atmosphärische Luft feucht, wenn dieselbe ganz oder nahezu ganz mit Wasserdampf gesättigt ist, dagegen als trocken wird sie bezeichnet, wenn sie nur wenig von der Dampfmenge enthält, welche sie vermöge ihrer Temperatur aufzunehmen vermag. Eine Luftmasse wird bei gleichbleibender Dampfmenge um so trockener erscheinen, je höher ihre Temperatur ist. Wird bei gleichbleibender Dampfmenge die Luft mehr und mehr abgekühlt, so wird bei einer gewissen Temperatur die Sättigung eintreten, so dass bei jeder weiteren Temperaturerniedrigung ein Teil des Wasserdampfes sich ausscheiden wird. Die Temperatur, bei welcher der Niederschlag beginnt, nennt man, wie bereits bemerkt, den Taupunkt. Je trockener also die Luft ist, desto mehr muss man sie abkühlen, um den Eintritt des Niederschlages herbeizuführen.

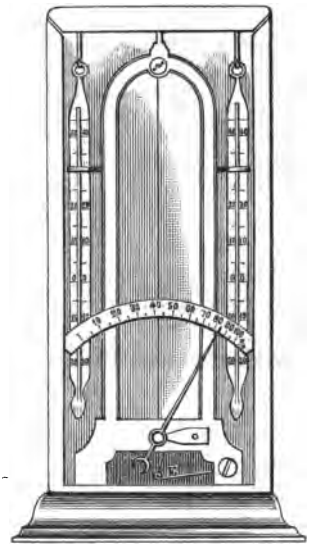
Unter absoluter Feuchtigkeit der Luft versteht man die Menge Wasserdampf, welche die Atmosphäre wirklich enthält, unabhängig von dem Sättigungsverhältnisse oder dem Druck des Wasserdampfes. Dagegen ist relative Feuchtigkeit die Zahl, welche die Prozente angibt, die von der zur Sättigung bei der vorhandenen Temperatur notwendigen Dampfmenge in der Luft enthalten sind. Nehmen wir beispielsweise an, die Luft habe die Temperatur 20°, so könnte der Dampfdruck als Maximum 17,4 mm betragen, d. h. in dem Falle der Sättigung, enthält sie aber in Wirklichkeit Wasserdampf von einem Drucke von 8,3 mm, so ergibt sich als relative

Digitized by Google

Feuchtigkeit (8,3 : 17,4) 100, oder 47 %. Würde man diese Luft abkühlen, so könnte dieses bis auf 8,4° geschehen, ohne dass ein Niederschlag erfolgte; bei weiterer Abkühlung würde sofort eine Kondensation des Wasserdampfes erfolgen. Die Temperatur 8,4 ist also die des Taupunktes.

Zur Bestimmung des Feuchtigkeitsgehaltes der Luft können verschiedene Methoden und Apparate angewendet werden. Am genauesten kann die Dampfmenge der Luft bestimmt werden durch Absorption und Wägung. Man leitet eine bestimmte Menge der zu untersuchenden Luft durch mit Chlorcalcium oder konzentrierter Schwefelsäure gefüllte Röhren und bestimmt die Gewichtszunahme der Röhre, woraus sich dann leicht der Wasserdampfgehalt der Luft ergibt. Diese Methode liefert zwar genaue Resultate, ist aber sehr umständlich und mühevoll und kommt daher wenig zur Anwendung. Viel bequemer zu Feuchtigkeitsbestimmungen der Luft sind die Hygrometer oder Apparate, welche auf der Eigenartigkeit gewisser Körper beruhen, durch den Einfluss der Luftfeuchtigkeit eine Aenderung der Gestalt oder der Ausdehnung zu erleiden. Zu dieser Art Hygrometer gehört das Fischbeinhygrometer von de Luc und das Haarhygrometer von Saussure. Das letztere besteht nach der Einrichtung, welche ihm Koppe gegeben, aus einem durch verdünnte erwärmte Sodalösung entfetteten Haar, welches ganz frei in einen Rahmen eingezogen ist, so dass die Luft von allen Seiten freien Zutritt zu demselbeu hat. Das Haar wird gespannt durch eine Feder F, deren Kraft durch Einhängen eines Gewichtchens von ½ g leicht auf diesen Betrag reguliert werden kann. Zu diesem Zwecke dreht man das Hygrometer um, hängt das Gewicht vorn an die Feder und spannt dieselbe mit einem Schraubenzieher so lange an, oder lässt so lange nach, bis sie gerade das halbe Gramm trägt. Das ganze Hygrometer ist in ein Blechkästchen gestellt, welches oben und hinten durch einen Blechschieber, vorn durch eine Glasscheibe geschlossen werden kann. Zur Prüfung der Richtigkeit des Zeigers bei 100 % relativer Feuchtigkeit wird die auf dem Rähmchen aufgezogene Musselinfläche mit destilliertem Wasser oder frisch gefallenem Regenwasser befeuchtet und eingeschoben. Nachdem nun auch das Kästchen durch den vorderen und hinteren Schieber verschlossen wurde, füllt sich der Raum im Innern des Kästchens in wenigen Minuten mit Wasserdampf, welcher die eingeschlossene Luft vollständig sättigt. Man kann den Raum als gesättigt betrachten, wenn der Zeiger während etwa zwei Minuten nicht mehr weiter fortrückt, wobei der-

Fig. 24.

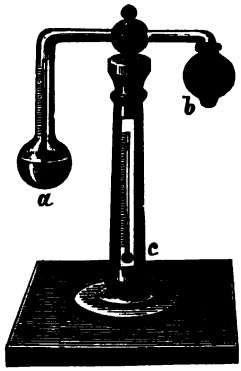


Digitized by Google

selbe auf 100% der Teilung stehen sollte. Auf diesen Teilstrich wird nun der Zeiger eingestellt, und hiermit ist das Instrument zur Beobachtung eingerichtet. Die Richtigkeit der Skala wird durch ein empfindliches, noch näher zu beschreibendes Daniell-Regnault'sches Hygrometer geprüft und zeitweise kontrolliert. Dieses Hygrometer ist insbesondere bei niedrigen Temperaturen sehr zu empfehlen.

Ein anderes Hygrometer, welches zur genauen Bestimmung des Taupunktes dient, ist das von Regnault angegebene Kondensationshygrometer (Fig. 25). Dasselbe besteht aus einer gebogenen Röhre, welche unten jederseits mit einer Kugel endet. Die eine Kugel ist mit Musselin umwickelt, die andere mit einer vergoldeten Zone versehen. Kugeln und Röhre sind luftleer und enthalten nur etwas Schwefeläther; in der Kugel befindet sich die Kugel eines feinen Thermometers; ein anderes Thermometer zur Beobachtung der Lufttemperatur ist äusserlich am Stativ angebracht. Beim Gebrauch leitet man allen Aether in die Kugel a und giesst dann etwas Aether auf den Musselin der Kugel b. Bei der raschen Verdunstung des Aethers kühlt sich die Kugel b ab und mit ihr der in der Kugel enthaltene Aetherdampf, wodurch wiederum der Aether in der Kugel a verdunstet und diese Kugel abgekühlt wird. Sobald die Temperatur der Kugel diejenige des Taupunktes eben überschritten hat, zeigt sich ein Niederschlag auf der Goldzone; die Temperatur des beginnenden Niederschlages, welche durch das innere Thermometer angegeben wird, ist auch diejenige des Taupunktes. Durch Anbringung eines Aspirators, sowie durch Schaffung einer leichteren Handhabung und grösserer Sicherheit in der Beobachtung hat Regnault dieses Instrument wesentlich verbessert.

Fig. 25.



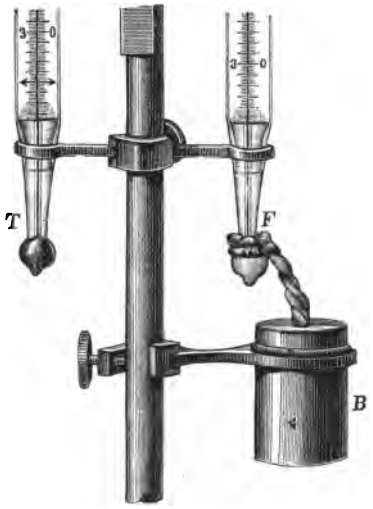
Von allgemeiner Verbreitung ist das Psychrometer von August, welches eine sehr rasche und für die Praxis eine meist hinreichend genaue Messung der atmosphärischen Feuchtigkeit zulässt. Dasselbe besteht aus zwei in ihrem Gange übereinstimmenden Thermometern, welche nebeneinander aufgehängt sind (vergl. Fig. 26). Die Kugel des einen Thermometers ist mit Musselin umwickelt, welcher in ein unmittelbar darunter stehendes Gefäss mit destilliertem Wasser reicht, so dass die Kugel beständig feucht erhalten wird, oder welcher vor jeder anzustellenden Beobachtung direkt mit destilliertem Wasser befeuchtet wird. Wenn die Luft sich nicht im Zustande der Sättigung befindet, so muss infolge der Verdunstung das feuchte Thermometer niedriger stehen als das trockene. Je trockener die Luft ist, um so rascher erfolgt die Verdunstung und um so grösser ist der Temperaturunterschied beider Thermometer oder die psychrometrische Differenz. Aus der Temperatur der Luft und derjenigen des feuchten Thermometers lässt sich nun die Luftfeuchtigkeit berechnen. Be-

Digitized by Google

sonders zu diesem Zwecke berechnete Tabellen oder Psychrometertafeln dienen dazu, die absolute oder relative Feuchtigkeit für jeden gegebenen Fall sofort aufzuschlagen. Ein registrierender Psychrometer ist bereits oben Seite 16 (Fig. 4) dargestellt. Bei demselben ist eine Bourdon'sche Röhre mit Musselin umwickelt, welcher in ein Gefäss mit Wasser eintaucht.

Die Formel, durch welche in der Regel der Taupunkt aus den Ablesungen des trockenen und feuchten Thermometers berechnet wird, wurde zuerst von August (1825) und von Apjohn aufgestellt.

Fig. 26.



Die Ableitung derselben sowie ihre Verwendung zur Berechnung der Psychrometertafeln finden sich in fast jeder Psychrometertafel, weshalb wir auf diese verweisen.

Neben der absoluten und relativen Feuchtigkeit ist noch eine Grösse zu berücksichtigen, nämlich das Sättigungsdefizit oder diejenige Dampfmasse, welche unter den gegebenen Umständen die Luft noch aufzunehmen im stande ist, eine Grösse, auf welche zuerst Wild aufmerksam gemacht hat. Dieses Element ist für die Beurteilung der Feuchtigkeitsverhältnisse eines Ortes von grosser Wichtigkeit. Denn da diese der Hauptsache nach von der Verdunstung abhängen, und da, wie wir oben gesehen haben, die Verdunstungsmessungen unter sich wenig miteinander vergleichbar sind, so gibt die Differenz des in der Luft vorhandenen Wasserdampfes und des überhaupt möglichen einen ganz guten Massstab zur Beurteilung, ob ein Ort trocken oder feucht ist. Da bei der relativen Feuchtigkeit auch die Temperatur in Betracht fällt, so kann aus jener kein Schluss auf die austrocknende Wirkung der Luft gezogen werden. Die folgende Tabelle nach H. Meyer dient zur Bestimmung des Sättigungsdefizits aus der Lufttemperatur und der psychrometrischen Differenz:

Digitized by Google

Psychrom. Differenz	Trockenes Thermometer									
	−15°	−10°	−5°	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°
1°	0,6	0,8	0,8	0,9	1,0	1,1	1,4	1,7	1,9	2,3
2°	1,2	1,5	1,6	1,7	2,0	2,3	2,8	3,3	3,8	4,6
3°	—	2,1	2,3	2,5	3,0	3,4	4,1	4,8	5,7	6,9
4°	—	—	—	3,3	3,9	4,5	5,3	6,3	7,5	9,0
5°	—	—	—	—	4,9	5,6	6,6	7,7	9,2	11,0
6°	—	—	—	—	5,4	6,6	7,7	9,1	9,8	13,0
7°	—	—	—	—	—	7,6	8,9	10,5	11,4	14,9
8°	—	—	—	—	—	8,6	10,0	11,8	13,0	16,8
9°	—	—	—	—	—	—	11,1	13,1	14,6	18,5
10°	—	—	—	—	—	—	12,2	14,3	16,1	20,3

Zur Bestimmung des Sättigungsdefizits aus Mittelwerten dient folgende Formel:

$$\Delta_m = \frac{1}{n} \Sigma s_k - \frac{1}{n} \Sigma a_k,$$

worin Δ_m das Sättigungsdefizit, a_k die einzelnen Werte der absoluten Feuchtigkeit und s_k die zugehörigen Spannungsmaxima bedeuten, wobei n Werte in Betracht gezogen sind. Die ersteren Werte sind in den Publikationen nach internationalem Schema angegeben, die letzteren sind dadurch leicht zu finden, dass man die Temperaturen nach Gruppen gleichen Umfangs ordnet, etwa von Grad zu Grad, die Spannungsmaxima gruppenweise berechnet und dann das Gesamtmittel bildet[1]).

Tägliche Periode der Feuchtigkeit.

Die Aenderungen des Dampfgehaltes der Luft in der täglichen Periode sind im Verhältnis zu denen der Temperatur nicht sehr erheblich, dagegen sind die Schwankungen der relativen Feuchtigkeit, welche im Gegensatze zu der absoluten mit steigender Temperatur abnimmt, viel grösser. Der Gang der täglichen Periode der absoluten Feuchtigkeit ist von Ort zu Ort grossen Schwankungen unterworfen, indessen können zwei Haupttypen unterschieden werden. Bei dem einen fällt das Maximum in die Zeit der grössten Tageswärme, bei dem anderen spaltet es sich in zwei Maxima, wovon das eine auf den Vormittag und das andere auf den Nachmittag fällt. Der erstere Typus ist hauptsächlich vertreten auf dem Meere und am Meeresufer sowie auf sehr feuchtem Festlande (also auch zur regenreichen Jahreszeit). Der letztere ist dem Kontinente eigen. In Gebirgsgegenden ist die Amplitude kleiner als in den Ebenen, und steigt die absolute Feuchtigkeit am meisten in den wärmsten Tagesstunden.

In den Jahreszeiten zeigt sich für Europa insofern eine Verschiedenheit, als in den Frühlings- und Sommermonaten das Maximum

[1]) H. Meyer: Jährlicher Gang der Luftfeuchtigkeit in Norddeutschland. Met. Zeitschr. 1885. S. 153, und 1887.

Digitized by Google

schon früher erreicht ist, als in den Wintermonaten, welcher Umstand von Dove dadurch erklärt wurde, dass die durch den aufsteigenden Luftstrom hinweggeführte Dampfmenge nicht so schnell durch die Verdunstung ersetzt werden könnte.

Die Erklärung der täglichen Periode der absoluten Feuchtigkeit ist allerdings in dem aufsteigenden Luftstrom zu suchen. Der aufsteigende Luftstrom, welcher bei steigender Tagestemperatur sich entwickelt, führt die Wasserdämpfe der unteren Luftschichten nach oben. Am Erdboden kann die Verdunstung den weggeführten Wasserdampf nicht mehr ersetzen und daher Abnahme der absoluten Feuchtigkeit bis gegen Abend, wo der aufsteigende Luftstrom erlahmt und die Dämpfe in den unteren Luftschichten wieder zunehmen und der Sättigung sich nähern. Kann indessen die Verdunstung mit der steigenden Temperatur gleichen Schritt halten wie auf dem Meere, in Meeresnähe oder an grösseren Landseen und in sehr feuchten Gegenden, oder wird ein Ort von dem aufsteigenden Luftstrome überweht, wie auf Bergen, so schiebt sich das Maximum der absoluten Feuchtigkeit weiter nach den wärmsten Tagesstunden hinaus. Auch ist auf dem Meere und an den Küsten, sowie auch in feuchten Gegenden (wegen Regen und stärkerer Bewölkung) der aufsteigende Luftstrom verhältnismässig schwach, so dass die aufwärts mitgeführte Dampfmenge relativ geringer ist.

Die tägliche Periode der relativen Feuchtigkeit ist viel gleichartiger und im allgemeinen viel ausgeprägter als jene der absoluten. Insbesondere zeigt sich bei der täglichen Periode der relativen Feuchtigkeit eine ausgesprochene Abhängigkeit von der Temperatur und zwar in umgekehrtem Sinne. Wo die Temperatur in den Vormittags- und in den ersten Nachmittagsstunden rasch ansteigt, da sinkt auch in demselben Masse die relative Feuchtigkeit, und wo jene geringe Schwankungen zeigt, da hat auch die relative Feuchtigkeit eine geringe Amplitude. Die folgende Tabelle nach Woeikof und Wild[1]) gibt eine vergleichende Uebersicht der Amplitude der Temperatur und der relativen Feuchtigkeit:

	Dezember		April		August		Oktober	
	Amplitude d.		Amplitude d.		Amplitude d.		Amplitude d.	
	Temp.	Rel. F.	Temp.	Rel. F.	Temp.	Rel. F.	Temp.	Rel. F.
Sitka	1,0°	2,8%	5,1°	13,8%	5,3°	12,3%	3,0°	6,0%
Paris (St. Maur)	4,3	11,9	7,8	33,5	7,3	31,6	6,6	27,1
Dublin	2,2	7	6,6	21	6,4	17	5,2	17
Halle	2,1	6,8	8,0	29,3	9,0	33,0	6,9	22,1
Prag	1,9	9,6	7,5	27,9	8,0	31,0	5,0	16,2
Wien	2,2	8,6	8,0	29,0	8,1	29,4	6,8	24,5
Petersburg	0,9	1,4	5,9	18,3	6,3	27,8	2,9	10,8
Barnaul	3,6	—	8,9	21,4	10,4	33,6	7,0	19,3
Nertschinsk	6,1	—	10,1	19,6	10,5	29,3	9,2	20,0
Peking	7,3	18,6	9,9	27,4	7,1	26,2	9,2	26,9
Nukuss	7,3	26,0	11,8	39,5	13,8	50,5	14,3	50,5
Tiflis	5,3	17,0	7,5	30,0	9,6	31,0	8,2	23,0

[1]) Woeikof: Klimatologie I, S. 186 und Repert. Bd. IV. Nr. 7. S. 28.

Digitized by Google

„Am kleinsten sind in dieser Tabelle die täglichen Aenderungen der relativen Feuchtigkeit in Petersburg im Dezember, wenn auch die tägliche Amplitude der Temperatur fast verschwindet. In den anderen Monaten zeigt Sitka die kleinsten Aenderungen, wie es in einem so feuchten Seeklima dieser Breite zu erwarten ist. An den kontinentaleren Stationen beträgt die tägliche Amplitude der relativen Feuchtigkeit nahezu 30 % oder selbst darüber im August. Die Stationen Barnaul und Hüttenwerk Nertschinsk haben eine zu kleine Amplitude der Feuchtigkeit im Vergleich zu derjenigen der Temperatur, was wohl von den mangelhaften Psychrometerbeobachtungen kommt (die stündlichen Beobachtungen endeten im Jahre 1862). In Tiflis ist die Amplitude der Feuchtigkeit selbst im Dezember noch 17 %, in Peking fast 19 %; an letzterem Orte herrscht dann der trockene Monsun. Besonders gross ist die Amplitude der Temperatur wie der Feuchtigkeit in Nukuss in Zentralasien, im August und Oktober ist letztere über 50 %, im Juni selbst über 53 %. Hier ist die Luft, wenn auch im ganzen trocken, doch feuchter, als in den benachbarten Wüsten, weil die künstliche Bewässerung in der nächsten Umgebung wie auch in der Oase Chiwa im Westen die Luft mit Wasserdampf bereichert."

Die Amplitude der Temperatur nimmt vom ausgesprochenen Seeklima bis zum eigentlichen Landklima nach und nach zu, ebenso wächst auch die Amplitude der relativen Feuchtigkeit mit der Entfernung vom Meere in den innern Kontinent. Beim Uebergang vom Winter zum Sommer zeigt sich für kontinental gelegene Orte höherer Breiten eine raschere Zunahme der täglichen Schwankung der relativen Feuchtigkeit, als bei maritim gelegenen Orten; auch für mittlere Breiten zeigt sich diese Erscheinung.

Die tägliche Periode des Sättigungsdefizits ist bis jetzt noch nicht genügend untersucht worden. In der unten folgenden Tabelle (Seite 118) sind für die einzelnen Monate die Mittelwerte für die drei Beobachtungstermine für einige deutsche Stationen angegeben worden, woraus hervorgeht, dass der Abend trockener ist als der Morgen; nur liegt auf Borkum (Seeklima) die Sache umgekehrt. Es erscheint sehr wahrscheinlich, dass das Sättigungsdefizit in der täglichen Periode sich dem Gange der Temperatur anschliessen wird, wie dieses auch in der jährlichen Periode der Fall ist.

Jährliche Periode der Luftfeuchtigkeit.

Der jährliche Gang der absoluten Feuchtigkeit schliesst sich sehr nahe an denjenigen der Temperatur an. Das Minimum des Dampfdruckes fällt in den kältesten Monat, also für die nördliche Hemisphäre in den Januar, das Maximum in die wärmsten Monate. Die grössten Schwankungen der absoluten Feuchtigkeit im Laufe des Jahres für die europäisch-asiatischen Gegenden finden nach Wild an den Orten niedriger Breiten statt, welche unmittelbar an Binnenmeeren liegen oder im Winter nördlichen Landwinden, im Sommer andauernden Südwinden (Monsunen) ausgesetzt sind (Peking und Nertschinsk). Die

Digitized by Google

Absolute Feuchtigkeit (mm).

	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr
Königsberg . . .	3,8	3,4*	3,4*	3,8	5,1	7,0	9,6	**10,9**	10,7	7,3	6,7	4,6	6,5
Swinemünde . . .	4,4	4,0*	4,4	4,6	5,7	7,3	10,6	**11,8**	11,6	9,9	7,3	5,4	7,2
Berlin	4,2	3,9*	4,1	4,5	5,3	7,1	9,6	**10,7**	10,6	8,8	7,2	5,1	6,6
Breslau	3,8	3,6*	3,8	4,2	5,4	7,3	9,6	**10,5**	10,4	8,8	6,9	4,8	6,5
Halle	4,1	3,9*	4,1	4,3	5,8	7,5	10,0	**11,2**	10,8	9,1	7,1	5,1	6,9
Kassel	4,3	4,0*	4,5	4,7	6,0	7,4	9,8	**11,3**	11,0	9,4	7,0	5,0	7,0
Hamburg	4,7	4,3*	4,8	4,8	5,8	7,6	10,3	**11,7**	11,3	9,8	7,5	5,6	7,4
Borkum	5,1	4,6*	5,2	5,2	6,4	7,9	10,4	**11,9**	**11,9**	10,5	8,0	6,0	7,8
Helgoland	5,0	4,8	4,7*	4,8	5,7	7,0	9,7	11,4	**11,5**	9,9	7,9	5,8	7,4
Münster i. W. . .	5,0	4,6*	5,0	5,3	6,7	8,3	10,9	**12,2**	12,1	10,1	7,9	5,7	7,8
Sitka	4,2	3,9*	4,0	4,1	4,9	6,1	7,6	9,0	**9,3**	8,0	6,2	5,1	6,0
Petersburg . . .	3,0	2,6	2,5*	3,0	4,2	6,0	8,7	**10,6**	10,3	8,0	5,5	3,8	5,7
Barnaul	1,7	1,3*	1,5	2,2	3,9	5,8	8,9	**11,2**	10,0	6,6	4,1	2,4	5,0
Nertschinsk . . .	0,5	0,4*	0,6	1,5	2,8	4,4	8,3	**11,4**	9,9	6,0	3,0	1,2	4,2
Peking	2,3	2,0*	2,4	3,5	5,5	8,3	12,8	**18,2**	16,8	11,4	6,4	3,5	7,8
Tiflis	4,2	3,6*	3,8	4,9	6,3	9,2	10,9	12,2	**12,3**	10,2	8,1	5,8	7,6

Digitized by Google

Relative Feuchtigkeit (%).

	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr
Königsberg . . .	**88**	**88**	86	82	75	71*	72	74	75	**80**	83	87	80
Swinemünde . . .	**90**	88	87	83	78	73*	76	75	79	79	80	85	82
Berlin	**84**	**84**	80	75	69	64*	66	67	69	73	79	83	74
Breslau	**84**	**84**	82	77	70	67*	68	68	70	73	79	83	75
Halle	**84**	83	82	78	71	68*	70	71	72	75	80	**84**	76
Kassel	**84**	83	80	76	72	71*	75	76	78	81	83	83	79
Hamburg	**92**	90	88	81	73	71*	73	77	78	82	86	90	82
Borkum	92	91	**91**	86	82	80*	81	81	83	85	87	89	86
Helgoland	87	**90**	88	86	83	78*	83	83	83	83	82	82	84
Münster i. W. . .	**90**	88	87	84	80	79*	80	82	83	85	87	88	85
Sitka	85	86	85	80	79	80	81	85	**88**	87	86	86	84
Petersburg	**90**	**90**	**90**	85	78	71*	72	74	78	82	84	87	82
Barnaul	91	**93**	**93**	90	75	61*	64	70	73	74	78	87	79
Nertschinsk . . .	73	74	73	72	63	55*	66	75	**78**	74	70	74	71
Peking	58	58	59	54	49*	51	61	**76**	**76**	68	60	58	61
Tiflis	**77**	76	74	68	63	64	61	56*	59	64	70	75	67

Digitized by Google

geringsten Schwankungen der absoluten Feuchtigkeit sind dem Seeklima eigen, also hauptsächlich den Orten an den Westküsten der Kontinente.

In Deutschland schwankt das Jahresmittel des Dampfdruckes zwischen etwa 6 bis 8 mm, wobei dasselbe von Westen nach Osten hin abnimmt. Den geringsten Feuchtigkeitsgehalt haben die Bergstationen. Die jährliche Amplitude der absoluten Feuchtigkeit ist am grössten in Westdeutschland, kleiner im Osten und am kleinsten auf hohen Bergen.

Der jährliche Gang der relativen Feuchtigkeit zeigt nicht dieselbe Regelmässigkeit wie derjenige der absoluten, sondern ist für die einzelnen Gegenden ein sehr verschiedener. Das Maximum fällt in Deutschland fast durchweg in den Januar oder Februar, das Minimum in den Mai. Im europäischen Russland fällt das Maximum nach der ausführlichen Tabelle von Wild in die Zeit von Dezember bis Februar, nur in den nördlichen Küstengegenden des Schwarzen, Asow'schen und Kaspischen Meeres in den März und November, während die ostasiatischen Küstenländer im Juli und August die grösste relative Feuchtigkeit aufweisen. Das Minimum der relativen Feuchtigkeit findet in den eben genannten Gegenden fast überall in den Monaten Mai und Juni statt, nur im südlichsten Teile am Kaspischen Meere im Juli und in den ostasiatischen Küstenländern im April und Mai. Das Jahresmittel der relativen Feuchtigkeit ist im Seeklima am grössten und nimmt von der Küste nach dem Binnenlande im allgemeinen ab. Mit der vertikalen Erhebung nimmt das Jahresmittel zu. Die jährliche Amplitude der relativen Feuchtigkeit, welche mit der Amplitude der Temperatur in naher Beziehung steht, ist in der Regel um so grösser, je geringer das Jahresmittel ist, sie nimmt zu mit der Entfernung von der Küste, und ab mit der Erhebung über dem Erdboden. Bemerkenswert ist, dass lokale Verhältnisse, wie z. B. Gebirge, unmittelbare Nähe wärmerer Gegenden, das Vorhandensein einer Schneedecke, Wälder etc. auf die relative Feuchtigkeit der Luft einen beträchtlichen Einfluss ausüben können.

Das Sättigungsdefizit zeigt in seinem jährlichen Verlaufe grosse Uebereinstimmung mit jenem der Temperatur. Das Minimum fällt in den Dezember oder in den Januar oder Februar, das Maximum fast durchweg in den Juli. „Bemessen wir also die Trockenheit des Klimas nach der Grösse des Sättigungsdefizits, so ist der Sommer am trockensten, der Winter die feuchteste Jahreszeit. Der Frühling ist trockener als der Herbst. Die Amplitude ist im Binnenlande grösser als an der Küste (in der Ebene grösser als an höher gelegenen Orten) im Osten grösser als im Westen." Es sei hierbei noch bemerkt, dass das Sättigungsdefizit durch die Bewölkung, sowie durch die Winde nicht unerheblich beeinflusst wird. Die folgende Tabelle nach Meyer gibt für einige deutsche Stationen das Sättigungsdefizit für drei Beobachtungstermine und für die einzelnen Monate [1]).

Die Erklärung der Verteilung und der jährlichen Periode der

[1]) Siehe Met. Zeitschr. 1887. S. 116.

Digitized by Google

Sättigungs-Defizit (mm).

	Borkum			Hamburg			Kassel			Berlin			Breslau		
	8h a. m.	2h p. m.	8h p. m.	8h a. m.	2h p. m.	8h p. m.	6h a. m.	2h p. m.	10hp.m.	6h a. m.	2h p. m.	10hp.m.	6h a. m.	2h p. m.	10hp.m.
Dezember	0,4	0,5	0,4	0,3	0,5	0,4	0,6	0,8	0,6	0,5	0,9	0,7	0,5	1,0	0,6
Januar	0,4	0,6	0,4	0,2	0,6	0,3	0,5	0,8	0,5	0,6	1,0	0,6	0,4	1,1	0,7
Februar	0,3	0,6	0,4	0,3	0,7	0,6	0,7	1,5	0,8	0,7	1,6	0,9	0,6	1,6	0,8
März	0,6	1,3	0,6	0,7	2,1	1,1	0,8	3,3	1,2	0,9	3,2	1,5	0,7	3,0	1,3
April	1,2	2,1	0,9	1,5	3,9	2,1	1,3	5,4	2,0	1,3	5,6	2,4	1,1	3,1	2,1
Mai	1,8	2,6	1,3	2,5	5,6	3,3	1,8	8,0	3,0	2,3	8,7	3,8	1,6	7,1	3,0
Juni	2,3	3,2	1,4	2,9	**6,0**	3,7	1,9	8,4	3,0	3,3	9,7	5,0	2,2	8,9	3,7
Juli	2,5	**3,7**	1,8	2,5	5,5	2,7	2,0	**8,9**	2,2	3,2	**10,7**	5,2	2,8	**10,3**	4,5
August	2,1	3,5	1,6	1,8	5,3	2,6	1,4	7,2	2,4	2,1	8,7	3,7	1,8	8,3	3,1
September	1,5	2,7	1,0	1,4	3,7	1,9	0,9	5,1	1,4	1,6	7,3	3,0	1,4	7,5	2,4
Oktober	1,0	1,5	0,9	0,8	1,7	1,0	0,7	2,5	1,0	1,0	3,1	1,4	0,9	3,6	1,4
November	0,7	0,9	0,7	0,5	1,2	0,4	0,7	1,7	0,6	0,9	1,7	1,1	0,7	1,8	1,0
Jahr	1,2	1,9	0,9	1,3	3,1	1,7	1,1	4,5	1,7	1,5	5,2	2,4	1,2	4,9	2,0

Digitized by Google

Luftfeuchtigkeit ergibt sich aus der Kenntnis der allgemeinen Temperatur- und Windverhältnisse. Die Feuchtigkeit der Luft entstammt hauptsächlich den Gewässern. Der an ihrer Oberfläche gebildete Wasserdampf wird durch die Winde fortgetragen und breitet sich über das Land aus, wobei er durch Kondensation nach und nach abnimmt. Es wird sich also bei der Beurteilung der Feuchtigkeit eines Ortes oder Landes darum handeln, ob der vorherrschende Wind ein Land- oder Seewind ist, welche Gegenden er auf seinem Wege bestreicht und ob und wie er seine Eigenschaften ändert.

V. Die Bewegung der Luft.

Eine hervorragende Eigenschaft der unsere Erde in verhältnismässig dünner Schicht umgebenden Atmosphäre ist die leichte Verschiebbarkeit ihrer Teilchen, und hieraus folgt ihre leichte Beweglichkeit. Durch beständig oder zeitweise wirkende Ursachen, insbesondere aber durch Wärme und Feuchtigkeit ist das atmosphärische Gleichgewicht stets gestört. Da nun die Luft wegen ihrer ungleichen Dichtigkeit das Bestreben hat, den Gleichgewichtszustand herzustellen, und dieses Bestreben nie befriedigt wird, also ein vollständiger Ausgleich wegen der beständig fortwirkenden Störungsursachen nie zustande kommt, so ist die Luft in beständiger Bewegung begriffen. Diese Bewegung der Luft nennen wir Wind. Der Wind, sowohl was seine Richtung als Stärke betrifft, ist abhängig von der Verteilung des Luftdrucks und diese wird bedingt durch die Masse der Luft, welche über dem betreffenden Orte ruht und die durch das Barometer gemessen wird. Den Zusammenhang des Luftdruckes mit dem Winde werden wir erst weiter unten des näheren untersuchen; zunächst wollen wir die Richtung und Stärke des Windes an und für sich besprechen.

Die Richtung des Windes wird angegeben nach den Strichen des Kompasses, von welchen der Wind kommt. Für gewöhnliche Zwecke, insbesondere für Binnenlands-Beobachtungen, reichen acht Hauptstriche des Kompasses vollkommen aus, nämlich N, NE, E, SE, S, SW, W, NW, N (die östlichen Winde werden mit E bezeichnet, weil in den romanischen Sprachen O für West gilt, welchem Umstande Missverständnisse zuzuschreiben sind). Bei Beobachtungen auf See, auch zu Zwecken der Seewarte und überall dort, wo es sich um genauere Bestimmungen handelt, wird zwischen je zwei Hauptstriche noch ein Zwischenstrich eingeschoben, und zwar NNE, ENE, ESE, SSW, WSW, WNW und NNW, so dass also bei 16 Strichen zwischen je zwei Strichen ein Winkel von $22\frac{1}{2}^0$ liegt. Die Richtung des Windes wird bei den Beobachtungen auf See nicht nach den wahren astronomischen Himmelsrichtungen angegeben, sondern nach dem Kompasse, dessen Richtungen im allgemeinen nicht mit den ersteren übereinstimmen. Die auf letztere Art angegebenen Windrichtungen nennt man missweisend zum Unterschiede von den nach den wahren Himmels-

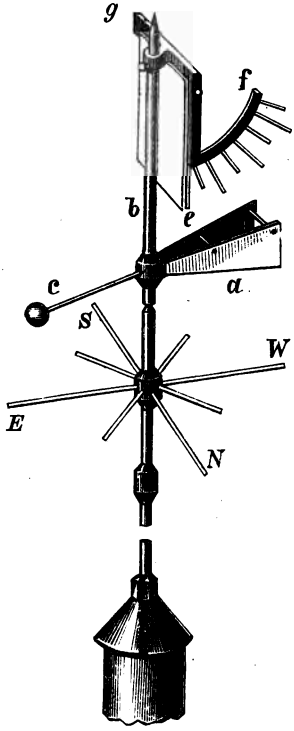
Digitized by Google

richtungen bestimmten. Auch Beobachter an der Küste beobachten nicht selten die Windrichtungen missweisend und dieser Umstand ist bei Verwertung solcher Beobachtungen gegebenen Falls zu berücksichtigen. Die Abweichung der Magnetnadel vom astronomischen Meridian betrug am Ende des Jahres 1888 für Hamburg 12° 21′ W, und die jährliche Abnahme 7^m. Um also für Hamburg missweisende Richtungen in rechtweisende zu verwandeln, muss die obige Grösse von der beobachteten abgezogen werden.

Messinstrumente.

Zur Bestimmung der Windrichtung dient die Windfahne. Diese hat gewöhnlich die in Fig. 27 dargestellte Gestalt c a. Die Kugel bei c dient als Gegengewicht der keilförmig zusammengefügten Blechstreifen bei a, die Stangen N, E, S, W geben die vier Himmelsgegenden an. Die Vorrichtung e f, worauf wir noch später zurückkommen wollen, dient zur Bestimmung der Windgeschwindigkeit. Bei der Konstruktion der Windfahne ist ganz besonders darauf zu achten, dass dieselbe möglichst leicht beweglich oder empfindlich und dann möglichst stabil sei. In letzterer Beziehung haben die keilförmigen Fahnen vor den planen den Vorzug. Die Oszillation der Windfahne wird um so kleiner, je länger die Fahne ist; ebenso wächst die Stabilität mit der Breite des Keiles. Die Aufstellung der Windfahne muss eine freie sein, so dass die umgebenden Gegenstände keinerlei Einfluss auf dieselbe ausüben können und die Windfahne auch wirklich die Richtung des Windes in der ganzen Umgebung angibt. Andererseits können die Bewegung des Rauches aus hohen Schornsteinen, sowie die Richtung eines auf hoher Stange befestigten Wimpels ganz gut zur Beobachtung der Windrichtung benutzt werden. Zur Bestimmung der oberen Luftströmungen sind wir auf die Beobachtung des Wolkenzuges angewiesen, wobei jedoch die Höhe der Wolken oder, da wir diese gewöhnlich nicht kennen, die Wolkenform berücksichtigt werden muss. Es sei hierbei bemerkt, dass der Wolkenzug mit der Windrichtung in den unteren Luftschichten nicht immer übereinstimmt, sondern vielfach von derselben, mitunter erheblich, verschieden ist.

Fig. 27.

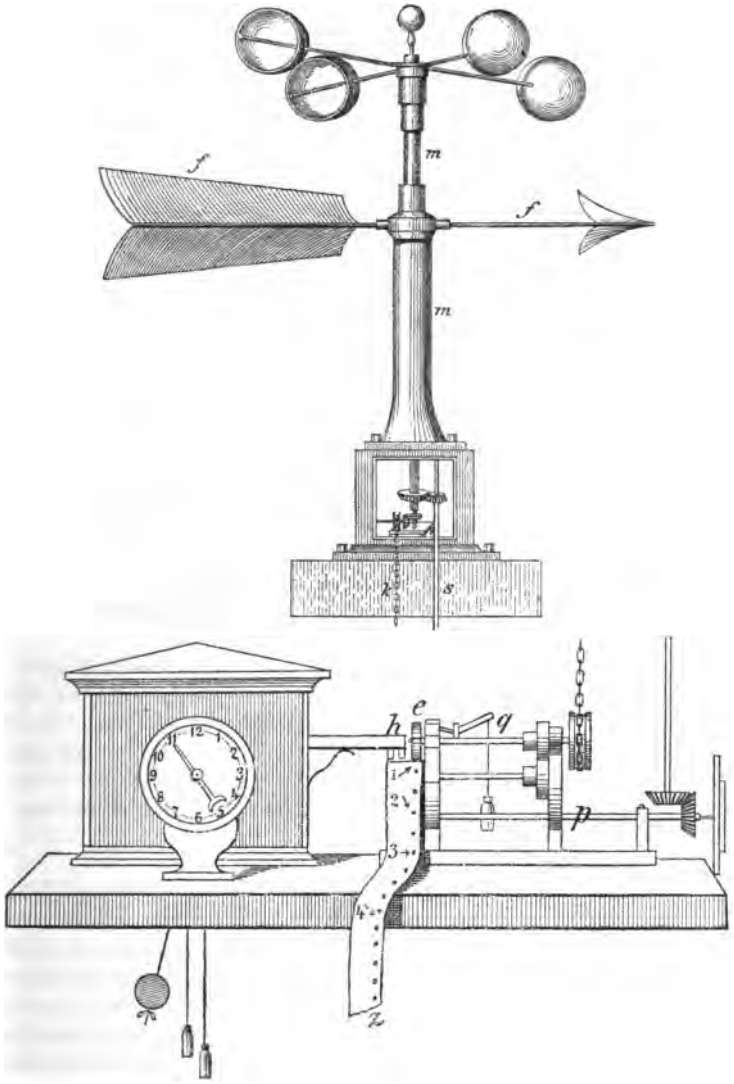


Einen Massstab für die Grösse der Luftbewegung geben die Geschwindigkeit der Luft, die Windstärke oder der Winddruck. Zur

Digitized by Google

Messung der ersteren dient das Anemometer (Fig. 28). Das Anemometer besteht aus einem oberen aufnehmenden und einem unteren, registrierenden Teil. Der erstere steht durch eine Kette k und eine Stange s mit dem unteren in Verbindung. Die Stange s überträgt

Fig. 28.

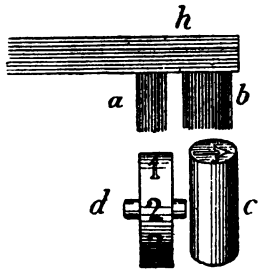


die Bewegung der Windfahne auf die untere Welle p, die Kette die Bewegung des Skalenkreuzes auf die obere Welle q, welche Bewegung durch mehrfache Uebersetzungen auf etwa das 20000fache verlangsamt wird. Fig. 29 zeigt den eigentlichen Registrierapparat.

Digitized by Google

Ein schmaler Papierstreifen z (siehe Fig. 28) ist zwischen zwei mit erhaben gearbeiteten Punkten und Zahlen versehene Rädchen geklemmt, uud wird durch die Welle q, der jeweiligen Windgeschwindigkeit folgend, fortbewegt. In einer bestimmten Zeit, etwa nach jeder Stunde, wird durch die Uhr ein Hammer auf den Papierstreifen fallen gelassen, welcher auf demselben einen Pfeil markiert, dessen Richtung durch den durch die Stange s bewegten Stahlcylinder bestimmt ist. Auf diese Weise zeigt also der Papierstreifen Zeit, Windrichtung und Windgeschwindigkeit, letztere gewöhnlich in Metern pro Sekunde. Die Messung der Windgeschwindigkeiten durch das Anemometer hat insoferne seine Bedenken, indem seine Angaben sehr von

Fig. 29.



den zufälligen Eigentümlichkeiten des Aufstellungsortes abhängen und weil Anemometer verschiedener Grösse und Konstruktion meistens keine vergleichbaren Werte geben.

Um den Winddruck zu messen, lässt man den Wind auf eine Platte wirken, welche durch eine Windfahne der Richtung des Windes stets senkrecht entgegengehalten wird, wobei der Widerstand der Platte durch Federn oder durch eine Anzahl von Hebeln überwunden und gemessen wird. Aus der Grösse, um welche die Federn zusammengedrückt werden, lässt sich der Druck des Windes berechnen, welcher gewöhnlich in Kilogrammen pro Quadratmeter ausgedrückt wird. Nach Ferrel [1]) ist die theoretische Formel für das Verhältnis von Winddruck und Windgeschwindigkeit (die Viskosität der Luft gleich Null gesetzt) folgende:

$$p = \frac{0{,}002698\, v^2}{1 + 0{,}004\, t} \cdot \frac{P}{P_0}$$

worin p den Winddruck in Pfunden pro engl. Quadratfuss, v die Windgeschwindigkeit in englischen Meilen pro Stunde, t die Lufttemperatur in Celsiusgraden, P_0 den mittleren Barometerstand von 760 mm und P den thatsächlich an der Station beobachteten in Millimetern Quecksilberhöhe bedeuten. Ist $t = 15^0$ und $P = 760$ mm, so wird $p = 0{,}00255\, v$. Dagegen ist die empirisch gefundene alte Formel $p = 0{,}005\, v$ und die Hagen'sche Formel $p = (0{,}00279 + 0{,}0001395\, u)\, v^2 A$, worin A die Fläche der gedrückten quadratischen Scheibe und u ihren Umfang be-

[1]) Amerik. Met. Journal 1887. S. 173.

Digitized by Google

deuten. Diese Formeln nehmen keine Rücksicht auf Lufttemperatur und Luftdruck. Nimmt man diese zu 15°, resp. zu 760 mm, und setzt in Hagen's Formel A = 1, so ergibt sich aus den verschiedenen Formeln eine Schwankung der Verhältnisse der theoretischen Werte zu den empirischen von 1:1,06 bis zu 1:1,19. Indessen machen es die Untersuchungen von Loomis, abgeleitet aus Experimenten von Newton, wahrscheinlich, dass das Verhältnis höchstens 1 : 1,224 erreicht. Für die Reduktion der Windgeschwindigkeit auf Winddruck ist also bis jetzt eine genaue Methode noch nicht aufgestellt worden, und ausserdem geben verschiedene Instrumente mit gleicher Plattengrösse ebensowenig dieselben Resultate, als dieselben Instrumente mit verschiedenen Plattengrössen. Eine genaue Methode, den Winddruck direkt zu bestimmen, oder ihn aus der Windgeschwindigkeit abzuleiten, wäre für die Praxis von grosser Bedeutung, da die Kenntnis des Winddrucks in extremen Fällen bei Konstruktion von manchen Gebäuden und sonstigen Anlagen von nicht geringem Nutzen ist.

Die Apparate zur Messung der Windgeschwindigkeit und des Winddruckes sind verhältnismässig kostspielig und daher können dieselben nur an wenigen Stationen angeschafft werden. Sehr gute Dienste leistet der von Wild angegebene einfache „Windstärkemesser", welcher an jeder Windfahne anzubringen ist und der noch den Vorteil hat, dass die einzelnen Windstösse beobachtet werden können. Diese Vorrichtung ist in Fig. 27 durch e g dargestellt worden. Der Bügel g ist vermittelst eines Ringes an der Röhre b festgeklemmt und dient einer rechteckigen Tafel als Halter. Die letztere wird nämlich an ihrem oberen etwas verstärkten Ende von den Spitzen zweier in dem Bügel steckender Schrauben gehalten, die ihr als horizontale Drehungsachse dienen; bei der Drehung um dieselbe bewegt sie sich längs eines an demselben Bügel befestigten Kreisbogens f. Die Blechtafel ist 0,30 m lang, 0,15 m breit und wiegt 250 Gramm. An dem Bogen f sind sieben Zinken oder Stifte in solchen Abständen voneinander befestigt, dass der Beobachter aus der Stellung der Tafel gegen diese Stifte direkt die augenblickliche Geschwindigkeit des Windes in Metern pro Sekunde angenähert ablesen kann. Wenn die Blechtafel die oben angegebenen Masse besitzt, so wird sie nach empirischen Ermittelungen bei den verschiedenen Winden gehoben:

Windgeschwindigkeit in Metern pro Sekunde	Hebungswinkel der Tafel	Windgeschwindigkeit in Metern pro Sekunde	Hebungswinkel der Tafel
1	2,0°	7	52,6°
2	7,0	8	62,0
3	14,0	9	66,3
4	22,8	10	69,9
5	32,7	12	74,2
6	42,3	14	77,0

Nach diesen Angaben ist der Windstärkemesser leicht und sehr billig anzufertigen, es müssen die oben angegebenen Dimensionen, insbesondere jene der Grössenverhältnisse der Tafel genau inne gehalten werden. Bei der Beobachtung empfiehlt es sich, eine Zeitlang, etwa 2—3 Minuten, die Schwankungen der Tafel zu beobachten und aus

Digitized by Google

den äussersten Stellungen das Mittel zu nehmen. Man erhält so angenähert richtig die mittlere Windgeschwindigkeit während der Beobachtungszeit.

Die älteste und auch jetzt noch überall angewandte Methode, die Windstärke zu beobachten, ist jene der Schätzung. Wenn auch diese Methode vieler Willkür unterworfen ist, da sie ja von der Individualität des Beobachters abhängt, so gibt sie dennoch bei einiger Uebung ganz gute Resultate und macht es namentlich möglich, zahlreiche und ausgebreitete Windbeobachtungen überhaupt zu erhalten.

Die den Schätzungen zu Grunde liegende Skala (s. folgende S. 125) wurde im Jahre 1805 vom Admiral Beaufort aufgestellt. Die ersten Grade dieser Skala (bis Stärke 4) haben die Geschwindigkeit eines Segelschiffes, die folgenden die Grösse der Segelfläche zur Grundlage der Unterscheidungen. Bei den ausserordentlichen Mannigfaltigkeiten der Schiffsgattungen und der Takelage und der dabei obwaltenden Umstände ist eine genaue Feststellung der einzelnen Windstärken nach der Beaufort'schen Skala nicht wohl möglich und wir sind bei Fixierung der Windstärken darauf angewiesen, denjenigen Massstab zu wählen, welcher von dem Durchschnitte der beobachtenden Seeleute als solcher angenommen wird. Die von der Seewarte sowohl in Bezug auf Beobachtungen an den Küstenstationen als auch auf Schiffen gemachten Erfahrungen haben gezeigt, dass die Schätzungen eine durchaus befriedigende Uebereinstimmung durchschnittlich aufweisen und also im allgemeinen miteinander ganz gut vergleichbar sind. Im Binnenlande verhält sich die Sache indessen ganz anders, indem hier jeder Beobachter mehr oder weniger geneigt sein wird, die Windskala den an seinem Orte herrschenden Windverhältnissen anzupassen, so dass hier die Vergleichung der Windstärken verschiedener Orte ohne weiteres nicht angängig ist.

Versuche, die Schätzungen nach Beaufort's Skala in Meter pro Sekunde umzuwandeln, sind von verschiedenen Seiten gemacht worden, so insbesondere von Scott, Sprung, Köppen, Chatterton u. a. Bei allen diesen Untersuchungen wurden die Windgeschwindigkeiten nach den Rubriken der Beaufort'schen Skala geordnet, und hierin lag ein systematischer Fehler, auf den Köppen in neuester Zeit aufmerksam gemacht hat. „Bei der Vergleichung von Werten einzelner Zeitmomente eines unregelmässig veränderlichen Elementes mit Integralwerten beliebiger Zeitabschnitte muss man die ersteren nach der Grösse der letzteren ordnen, weil bei umgekehrter Ordnung die Differenzen der Integralwerte zu klein ausfallen, und die Werte aller Stufen dem Mittel genähert werden. Es geht dieses aus der einfachen Erwägung hervor, dass die hohen Momentwerte überwiegend von Wellenbergen, die tiefen von Wellenthälern der Kurve stammen, in diesem Falle also die hohen Schätzungen von Windstössen, die niederen von stillen Intervallen, während die Anemometerangaben den gesamten Windweg einer Stunde oder dergl. liefern, welcher sich dem Mittelwerte aus Bergen und Thälern nähert."

In nachstehender Tabelle geben wir die Beaufort'sche Skala, wie sie gegenwärtig bei uns in Gebrauch ist, und fügen derselben

Digitized by Google

die Windgeschwindigkeiten bei, wie sie für die einzelnen Stufen der Skala gefunden wurden. Diese Zahlen bedeuten Meter pro Sekunde.

Beaufort's Windskala und entsprechende Windgeschwindigkeit.

Beaufort's Skala	Windgeschwindigkeit Meter pro Sekunde nach Scott	nach Sprung	nach Köppen	nach Sprung u. Köppen kombiniert	nach Köppen neuere Meth.	nach Chatterton
0. Windstille	(1,5)	1,9	2,1	1,0	—	—
1. Leiser Zug . . .	3,5	2,7	2,9	2,8	2,1	—
2. Leichter Wind . .	6	4,0	4,2	4,1	3,8	—
3. Schwacher Wind .	8	5,4	5,3	5,4	5,4	5,2
4. Mässiger Wind . .	10	6,8	6,9	6,8	7,2	7,6
5. Frischer Wind . .	12,5	8,2	8,7	8,4	9,0	10,8
6. Starker Wind . .	15	9,8	10,7	10,2	11,6	12,5
7. Harter steifer Wind	18	10,7	12,7	11,7	13,3	15,8
8. Stürmischer Wind .	21,5	12,4	14,5	13,4	15,8	18,6
9. Sturm	25	14,9	15,7	15,3	—	—
10. Starker Sturm . .	29	—	—	—	—	—
11. Heftiger harter Sturm	33,5	—	—	—	—	—
12. Orkan	40	—	—	—	—	—

Die obigen Zahlen weichen sehr voneinander ab, insbesondere sind die von Scott abgeleiteten Werte, welche von dem meteorologischen Amte in London als massgebend angenommen sind, den anderen gegenüber auffallend hoch. Hierbei ist zu berücksichtigen, dass jene (ebenso wie die von Chatterton) sämtlich nach der alten Voraussetzung von Robinson abgeleitet sind, dass die Windgeschwindigkeit dreimal so gross sei als die Geschwindigkeit der Schalenmitten, obgleich dieses Verhältnis nach den neueren Untersuchungen für die Mehrzahl der jetzt gebräuchlichen Anemometer erheblich zu hoch ist. Von Sprung und Köppen wurde die Trägheitskonstante zu 1,0 m und der Robinson'sche Faktor zu 2,4 angenommen, so dass die Relation gilt $W = 1{,}0 + 0{,}8\ W'$, $(W' = 3\ a)$, worin a der Weg der Schalenmitten ist. Die Werte nach Köppen sind durch andere Gruppierung der von Schott benutzten Beobachtungen und durch Korrektion auf obige Weise gewonnen. In der vorletzten Rubrik sind die von Köppen aus der Untersuchung der Stationen Borkum, Keitum, Swinemünde und Neufahrwasser gewonnenen Endresultate wiedergegeben worden, indem die Schätzungen nach der Beaufortschen Skala nach den entsprechenden Rubriken der Windgeschwindigkeiten und nicht die Windgeschwindigkeiten nach den Rubriken der Beaufort'schen Skala geordnet wurden.

Luftdruck und Wind.

Eine auch nur oberflächliche Betrachtung der Wetterkarten, wie sie täglich von den meteorologischen Instituten herausgegeben und auch vielfach von den Zeitungen veröffentlicht werden, lässt sofort erkennen, dass zwischen der Luftdruckverteilung und der Richtung und Stärke des Windes ein ganz bestimmtes Abhängigkeitsverhältnis

Digitized by Google

existiert, welches wir jetzt näher besprechen wollen. Wie bereits gesagt, befindet sich die Luft niemals im Gleichgewicht, sondern dieses ist beständig durch andauernd oder zeitweise wirkende Ursachen gestört. Diese Ungleichheit in der Verteilung des Luftdrucks verursacht ein Bestreben der Luft, das gestörte Gleichgewicht wieder herzustellen, indem jene von dem Orte des höheren Druckes nach dem des niederen hinfliesst, eine Bewegung, die wir Wind nennen. Diese Luftbewegung ist um so stärker, je grösser die Luftdruckunterschiede sind. Die Grösse der Luftdruckunterschiede wird gemessen durch den Gradienten, d. h. durch eine auf den Isobaren senkrechte Linie und durch die Anzahl der Millimeter, um welche der Luftdruck auf dieser Linie in einer Strecke von einem Meridiangrad (111 km) abnimmt. Wenn wir nur die Wirkung der Schwere berücksichtigen, so müsste die Richtung der bewegten Luft mit derjenigen des Gradienten zusammenfallen und der Wind würde also direkt in gerader Linie zur Stelle des niedrigsten Luftdrucks hinströmen. Aber ausser der Wirkung der Schwere ist die bewegte Luft noch anderen Einflüssen unterworfen, welche sie beständig von der Richtung des Gradienten ablenken. Bei ruhender Erde würde die nach irgend einer Richtung hin bewegte Luft ein Stück eines grössten Kreises beschreiben, allein die Erdrotation verursacht eine Ablenkung der Windbahnen vom grössten Kreise, welche sich aus folgender Betrachtung ergibt, bei welcher ich den Ausführungen von Sprung der Hauptsache nach folge [1]).

Auf einer ebenen Scheibe, welche frei im Raume mit einer konstanten Winkelgeschwindigkeit ω rotiert, bewege sich ein Körper, der durch einmaligen Impuls nach irgend einer der Scheibe parallelen Richtung fortgetrieben wurde, sonst aber irgend einer Kraft nicht unterworfen ist. Offenbar wird der Körper, dem Trägheitsgesetze folgend, absolut genommen, in gerader Linie mit gleichförmiger Geschwindigkeit fortschreiten, aber die relative Bahn, welche der Körper beschreibt, für denjenigen, der sich auf der Scheibe selbst befindet, ist von der Geraden sehr verschieden und lässt sich durch Konstruktion leicht finden.

Vom Drehungspunkte M der Scheibe fälle man auf die absolute geradlinige Bahn des Körpers die Senkrechte a, teile die absolute Bahn durch die Punkte 0, 1, 2, 3, 4 ..., welche je um den Wert v der absoluten Geschwindigkeit voneinander entfernt sind, und beschreibe durch dieselben Kreise um den Drehungspunkt M als Mittelpunkt. Der absoluten Bewegung des Körpers bis zu den Punkten 1, 2, 3 ... entspricht eine Rotation der Scheibe um einen Winkel ω, 2ω, 3ω .... Um nun diejenigen Punkte I, II, III ... auf der Scheibe zu bestimmen, welche 1, 2, 3 ..., Sekunden später als der Punkt 0 mit dem Körper in Berührung kommen werden, muss man auf dem Kreise k_1 um den Bogen ωr_1, auf dem Kreise k_2 um $2\omega r_2$ etc. von der Geraden aus

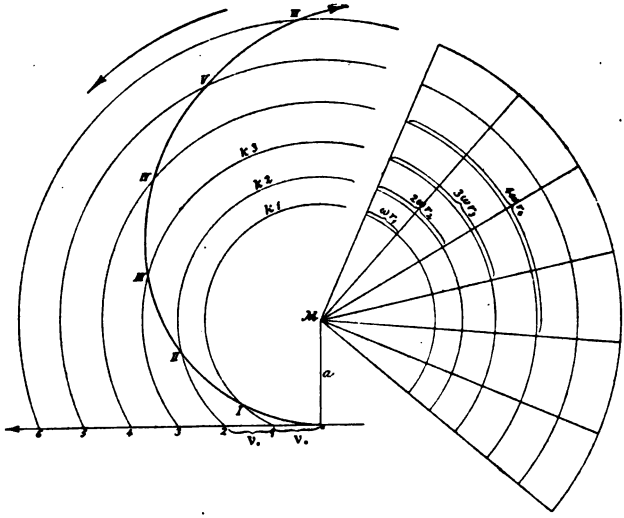
[1]) Annalen der Hydrogr. u. mar. Meteor. 1880. S. 603. Vergl. auch Sprung: Studien über den Wind und seine Beziehungen zum Luftdruck; im Archiv der Seewarte 1879. Nr. 1.

Digitized by Google

rückwärts gehen, der Bewegung der Scheibe entgegen. Die relative Bahn des Körpers 0, I, II, III . . . stellt eine Kurve dar, deren Krümmungsmittelpunkt rechts vom fortschreitenden Körper liegt. Eine solche Krümmung nennt man eine anticyklonale, im Gegensatze zu der cyklonalen, bei welcher der Krümmungsmittelpunkt links vom fortschreitenden Körper liegt. Die erhaltene Bahn ist die Trägheitsbahn der relativen Bewegung auf der rotierenden Scheibe. „Jede relative Bewegung, welche von derjenigen in dieser Trägheitskurve verschieden ist, weicht auch von der absoluten geradlinigen Bewegung ab und kann daher nur unter dem Einflusse äusserer Kräfte von statten gehen."

Ersetzt man die Scheibe durch eine in der Mitte vertiefte Fläche, wie sie unter dem Einflusse einer anziehenden, zur Scheibe überall

Fig. 30.



senkrechten Kraft in einer die Scheibe bedeckenden und mit ihr rotierenden Flüssigkeitsmasse entstehen würde (Paraboloidfläche), so wird der Körper durch eine Komponente jener anziehenden Kraft beständig nach innen gezogen und die Trägheitskurve vereinfacht sich zu einer Kreislinie, welche vom Körper mit der konstanten relativen Geschwindigkeit v durchlaufen wird, die ihm durch irgend einen Impuls zu Anfang der Bewegung mitgeteilt wurde. Für den Radius ρ dieses Kreises erhalten wir: $\rho = \frac{v}{2\omega}$. „Nun ist aber die Erdoberfläche eine solche Fläche, welche durch die Rotation und durch den gleichzeitigen Einfluss der anziehenden Kraft der Erdmasse entstanden ist und in ihrem tropfbar flüssigen Teile, dem Wasser, durch die andauernde Rotation fortwährend in dieser Form erhalten wird. Die vorstehende Betrachtung ist daher auf denjenigen Teil der Erdober-

Digitized by Google

fläche, welcher den Nordpol unmittelbar umgibt, ohne weiteres anzuwenden; ω bedeutet dann die Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation, d. h. es ist $\omega = \frac{2\pi}{86146}$, indem eine ganze Erdrotation in $t = 86164$ Sekunden (einem Sterntag) ausgeführt wird. Beiläufig sei bemerkt, dass der Körper unabhängig von der Grösse seiner Geschwindigkeit v in 12 Stunden Sternzeit wieder zum Ausgangspunkte zurückgelangt, denn der Umfang des Kreises ist $2\rho\pi$, die Zeitdauer des Umlaufes also $u = \frac{2\rho\pi}{v}$; setzt man aber für ρ und ω die obigen Werte, so erhält man: $u = \frac{86164}{2}$ Sekunden $=$ 12 Stunden. Da u konstant ist, so muss ρ mit v wachsen.

In der Breite φ kann man die Erdoberfläche als um die Spitze eines Kegels rotierend denken, welcher dieselbe in dem Breitekreise φ berührt. Denkt man sich den Kegelmantel in einer Seitenlinie aufgeschnitten und in einer Ebene ausgebreitet, so stellt er das Segment einer Kreisscheibe dar, welches in 24 Stunden um sich selbst verschoben wird. Die ganze Kreisscheibe verhält sich aber zum Segmente wie $1 : \sin\varphi$ und daher beträgt ihre Rotationsdauer $\frac{24}{\sin\varphi}$ Stunden. Also ist die Winkelgeschwindigkeit für die Breite $\varphi = \omega \sin\varphi$ und somit ist der Radius des Trägheitskreises: $\rho = \frac{v}{2\omega\sin\varphi}$. Am Pol wird $\sin\varphi = 1$, also $\rho = \frac{v}{2\omega}$.

Für die verschiedenen Längen des Krümmungsradius (in Kilometern), die Geschwindigkeiten v und die geographischen Breiten erhält Sprung folgende Werte:

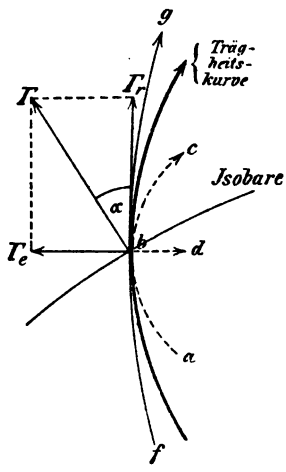
Geogr. Breite . .	0	2½	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Geschwindigkeit $20^m\infty$	3144	1572	790	401	274	213	179	158	146	139	137	
Geschwindigkeit $10^m\infty$	1572	787	395	200	137	107	90	79	73	70	69	
Geschwindigkeit $5^m\infty$	786	393	197	100	69	53	45	40	36	35	34	

„Streng genommen kann die Trägheitsbahn kein Kreis sein, schon deshalb, weil sich ja für jede derartige Bewegung die geographische Breite und somit die Länge des Krümmungsradius ändert. Erhält z. B. ein Körper in 40° n. B. durch einen einmaligen horizontalen Impuls in westöstlicher Richtung eine Geschwindigkeit von 10 m (welche derjenigen eines frischen Windes gleichkommt), so wird derselbe von diesem Breitekreise alsbald nach rechts abweichen, bis er sich in 38° Breite genau von Ost nach West bewegt; diesen Breitekreis verlassend, wendet er sich wieder nach Norden und erreicht nach 19 Stunden wieder 40° Breite, trifft aber nicht genau denselben Punkt, von welchem er ausging, sondern einen etwas weiter westlich gelegenen, so dass er in einer grossen Zahl von Schleifen, immer zwischen 38° und 40° verharrend, allmählich rings um die Erde herumläuft."

Digitized by Google

In Wirklichkeit finden wir, dass die Bahnen, welche die Lufteilchen in den Luftströmungen beschreiben, nicht so stark gekrümmt sind, wie die Trägheitskurven, ja nicht selten ist die Krümmung eine entgegengesetzte. Wir müssen also hier eine Kraft (Γ_e) annehmen, welche auf unserer Hemisphäre von rechts nach links wirkt. Eine andere äussere Kraft (Γ_r) muss ebenfalls vorhanden sein, welche bei gleichförmiger Geschwindigkeit die Reibung überwindet und deren Richtung mit derjenigen der Bewegung zusammenfällt. Die Kräfte Γ_r und Γ_e repräsentieren zusammen die Wirkung der Schwerkraft. Diese beiden Kräfte setzen sich zu einer einzigen resultierenden zusammen. Nach Fig. 31 ist die Richtung des Luftstromes von derjenigen des Gradienten um den Winkel α nach rechts hin verschieden.

Fig. 31.



Bewegte sich ein Luftstrom auf einer (anticyklonal) stärker gekrümmten Bahn a b c als in der Trägheitskurve, so müssen wir eine von links nach rechts gerichtete äussere Kraft annehmen, dagegen von rechts nach links, wenn die Krümmung der wirklichen Bahn geringer ist als bei der Trägheitskurve (f b g). Denken wir uns zunächst bei gleichbleibender Geschwindigkeit die Kraft Γ_r unverändert, so wird die resultierende Kraft Γ bei Bewegungen in der Trägheitskurve mit dieser zusammenfallen, sie wird bei sehr starker Krümmung der Bewegungsrichtung rechts von derselben liegen, und bei schwächerer Krümmung als in der Trägheitskurve weicht sie links von der Bewegungsrichtung ab. Im letzteren Falle kann die Bewegungsrichtung in die entgegengesetzte, oder in die cyklonale Krümmung übergehen. Hiermit vergrössert sich die Gradientkraft und der Winkel α und wir erhalten hieraus folgenden wichtigen Satz: Unter sonst gleichbleibenden Umständen entspricht der cyklonalen Krümmung ein stärkerer Gradient und ein grösserer Ablenkungswinkel als der anticyklonalen Krümmung.

Lassen wir bei übrigens gleichbleibenden Bedingungen die Kraft zur Ueberwindung des Reibungswiderstandes Γ_r sich ändern, so folgt sofort, dass unter sonst gleichen Verhältnissen mit zunehmendem Reibungswiderstand der Gradient zu-, und der Ablenkungswinkel abnimmt. Es wird also auf dem Lande der Wind im allgemeinen mehr von der Richtung der Isobaren abweichen als auf dem Wasser.

Am Aequator ist der Radius der Trägheitskurve ∞ und diese nähert sich der geraden Linie; die Kompenente Γ_e nimmt ab, die Gradientkraft Γ wird kleiner, indem sich ihre Richtung mehr der Windbahn nähert. Wir können also den Satz aussprechen, dass unter sonst gleichen Umständen der Gradient und der Ablenkungswinkel mit der Annäherung zum Aequator abnehmen.

Digitized by Google

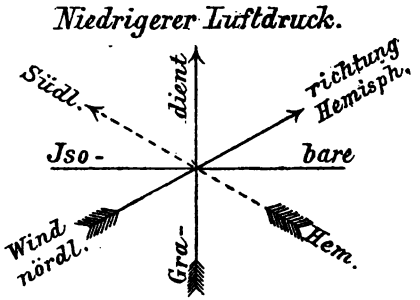
Die Kraft Γ_r hat bei gleichförmiger Bewegung nur die Reibungswiderstände zu überwinden; ist die Luftbewegung eine beschleunigte, so ist diese Kraft grösser, als zu diesem Zwecke nötig ist; ist die Luftbewegung eine verzögerte, so ist die Kraft nicht hinreichend, die Reibungswiderstände zu überwinden.

Die Wetterkarten weisen nach, dass die Windbahnen fast durchweg schwächer gekrümmt sind als die Trägheitskurven, so dass die cyklonale Krümmung vorwiegt.

Aus den obigen Betrachtungen folgt sofort das Buys-Ballot'sche Gesetz, welches wir in der Form hier wiedergeben wollen, wie es dem gegenwärtigen Standpunkte der Wissenschaft entspricht: 1. Auf der nördlichen Hemisphäre weht der Wind so, dass, wenn wir demselben den Rücken kehren, die linke, etwas nach vorne erhobene Hand das Gebiet niederen, und die rechte, etwas nach rückwärts erhobene das Gebiet hohen Luftdruckes anzeigt. Für die südliche Hemisphäre sind Rechts und Links miteinander zu vertauschen. Dabei hängt die Grösse des Winkels, den die Windrichtung mit der Isobare des betreffenden Ortes bildet, von der geographischen Breite, der Grösse der Reibung und von dem Beschleunigungs- oder Verzögerungszustande der Luftbewegung ab. 2. Unter gleichen Umständen ist die Windstärke um so grösser, je grösser die am Orte wirksamen, in gleicher Weise gemessenen Druckunterschiede (Gradienten) sind. Der erste Teil dieses Satzes ist durch unten stehende Figur nach Köppen illustriert.

Dieses Gesetz bildet die Hauptgrundlage, auf welcher sich die ausübende Witterungskunde aufbaute und fortentwickelte, hieran

Fig. 32.



schlossen sich insbesondere die zahlreichen Bestrebungen, mit Benutzung der Telegraphie Wind und Wetter vorauszusagen, was wir weiter unten noch des näheren zu besprechen haben.

Besonders bemerkt sei noch, dass die Zentrifugalkraft, welche in demselben Sinne wirkt wie die Erdrotation, ebenfalls wie diese keine treibende, sondern eine ablenkende Kraft ist. In allen Fällen, in welchen Körper in krummlinigen Bahnen sich bewegen, tritt diese Kraft auf und sucht den Körper vom Zentrum der Bewegung weg-

Digitized by Google

zutreiben. Die Zentrifugalkraft ist der Krümmung der Bahn einfach und der Geschwindigkeit im quadratischen Verhältnis proportional, so dass also der Hälfte des Krümmungsradius eine doppelte und der doppelten Geschwindigkeit eine viermal so starke Zentrifugalkraft entspricht. Beide Kräfte, sowohl die Zentrifugalkraft als auch die Erdrotation, haben beide bei den Cyklonen dasselbe Bestreben, die Luftbewegung nach rechts abzulenken, so dass die Windbahnen sich mehr den Isobaren anschmiegen. Ist die Krümmung der Isobaren sehr bedeutend, und dabei die Windgeschwindigkeit sehr gross, so verursachen beide Kräfte Windbahnen, die mit den Isobaren fast ganz zusammenfallen. Dagegen bei den Anticyklonen, bei welchen die Gradienten vom Mittelpunkte weg nach aussen gerichtet sind, strebt die Zentrifugalkraft die Windbahn nach dem Gradienten zu biegen, so dass also die durch die Erdrotation verursachte Ablenkung durch die Zentrifugalkraft geschwächt wird.

Wie bereits erwähnt, ist die Ursache der Luftbewegung in der Gleichgewichtsstörung der Atmosphäre zu suchen. Diese Störung hat hauptsächlich ihren Grund in der ungleichen Erwärmung unserer Erdoberfläche und in dem Verhalten des Wasserdampfes in der Luft. Bei Erwärmung der Luft über irgend einem Gebiete heben sich die Niveauschichten und es folgt ein Abfliessen der Luft, also eine Verminderung der Luftmassen und daher eine Abnahme des Luftdruckes und ein Zuströmen der unteren Luft, um das gestörte Gleichgewicht wieder herzustellen. Ist die erwärmte Luft feucht, so wird dadurch ein aufsteigender Luftstrom begünstigt, welches eine Kondensation des Wasserdampfes zur Folge hat, wodurch die Luft einen neuen Impuls zum Aufsteigen erhält und aus diesem Grunde kann die Gleichgewichtsstörnng eine bedeutende werden und sich längere Zeit erhalten. Ist auf diese Weise auf irgend einem Gebiete der Luftdruck niedriger als in der Umgebung, so setzen sich gegen dasselbe Luftströmungen in Bewegung und diese werden durch die Erdrotation (auf unserer Hemisphäre) nach rechts abgelenkt (die Aequatorialzone ausgenommen, wo der Einfluss der Erdrotation zu gering oder Null ist). Da die Strömungen von allen Seiten gegen das Gebiet des niederen Druckes gerichtet sind, so muss die Tendenz zu einer Wirbelbewegung entstehen, welche das Bestreben hat, sich einer ellipsen- oder kreisartigen Form zu nähern, um so mehr, je stärker die Luftbewegung ist. Der Einfluss der Erdrotation, sowie die hinzutretende Zentrifugalkraft bewirken eine weitere Luftverdünnung, also ein weiteres Fallen des Barometers im zentralen Raume. Auf diese Weise haben wir uns die Entstehung der atmosphärischen Wirbel zu denken, die wir in einem späteren Kapitel eingehender betrachten wollen.

Der Luftbewegung tritt als Hindernis die Reibung an der Erdoberfläche entgegen, welche mit der Windgeschwindigkeit proportional wächst und diese verlangsamt. Wir haben bereits oben erwähnt, dass die Ablenkung des Windes von der Richtung der Isobaren bei vergrösserter Reibung zunimmt. Diese Ablenkung muss also auf dem Lande am grössten, geringer auf dem Meere und am geringsten in den oberen Luftschichten sein. Ausserdem hängt die Grösse des

Digitized by Google

Ablenkungswinkels von der Breite ab. Nach Guldberg und Mohn[1]) beträgt der Reibungskoeffizient auf den Meeren mit ziemlich glatter Oberfläche 0,00002, auf den Meeren der höheren Breiten ist derselbe wegen der rauheren Oberfläche verhältnismässig erheblich grösser, und auf sehr unebenen Landoberflächen steigt er bis zu 0,00012. Nach Mohn und Guldberg beträgt die Grösse der Ablenkung in den verschiedenen Breitekreisen und bei verschiedenen Reibungskoeffizienten:

	Reibungskoeffizient					
Breite	0,00002	0,00004	0,00006	0,00008	0,00010	0,00012
0	0,0°	0,0°	0,0°	0,0°	0,0°	0,0°
5	32,4	17,6	12,0	9,0	7,3	6,0
10	51,7	32,3	22.9	17,6	14,2	11,9
15	62,1	43,3	32,2	25,3	20,7	17,5
20	68,2	51,3	39,7	32,0	26,5	22,6
25	74,7	61,2	50,6	42,4	36,1	31,3
40	78,0	66,9	57,4	49,5	43,2	38,0
50	79,8	70,3	61,8	54,4	48,2	43,0
60	81,0	72,4	64,6	57,7	51,6	46,5
70	81,7	73,7	66,4	59,7	53,9	48,8
80	82,1	74,4	67,3	60,9	55,2	50,1
90	82,2	74,7	67,6	61,3	55,6	50,6

Der Ablenkungswinkel nimmt also in der Nähe des Aequators mit wachsender Breite sehr rasch zu, nach höherer Breite hin verlangsamt sich aber die Zunahme immer mehr, so dass er bei etwa 15° Breite um denselben Wert angewachsen ist, als der Zuwachs zwischen 15° und 90° beträgt. Namentlich rasch ist die Zunahme auf dem Meere, schon bei 10° Breite ist sie hier grösser als auf dem sehr unebenen Lande an den Polen. Es ist einleuchtend, dass die Differenzen des Luftdruckes sich um so leichter ausgleichen können, je kleiner der Ablenkungswinkel ist, daher sind die Luftdruckunterschiede am Aequator so ausserordentlich gering, weil hier die Luft ohne Ablenkung direkt vom Gebiete höheren Druckes nach demjenigen des niederen hinfliesst. —

Die Windgeschwindigkeit ist abhängig in erster Linie vom Gradienten, ausserdem aber noch von der Reibung resp. von dem Winkel, unter welchem die Isobaren von der Richtung des Windes geschnitten werden. Für die deutschen Küstenstationen erhielt Sprung[2]) aus Beobachtungen in den Jahren 1877 und 1878 als Beziehung zwischen Windstärke (Beaufort's Skala) und Gradient:

Stärke	2	3	4	5	6	7
Frühling	1,12	1,42	1,80	2,22	2,72	—
Sommer	1,07	1,34	1,63	1,96	2,35	—
Herbst	1,25	1,53	1,87	2,05	2,58	3,14
Winter	1,30	1,48	1,93	2,32	2,76	3,52
Mittel	1,19	1,44	1,81	2,14	2,61	—

[1]) Siehe Zeitschr. der Oesterr. Met. Gesellsch. 1877. S. 49 und 257.
[2]) Archiv d. Seewarte 1879. S. 5.

Digitized by Google

Stärke		2	3	4	5	6	7	8
Gradient für . .	1877	1,40	1,68	2,03	2,39	3,01	3,58	4,62
S + SW + W . .	1878	1,34	1,69	2,04	2,49	2,99	3,55	(4,35)
Gradient für . .	1877	0,88	1,15	1,41	1,78	1,85	2,93	—
N + NE + E . .	1878	1,05	1,22	1,50	1,85	—	—	—

Aus dieser Tabelle folgt, dass im Sommer bei derselben Windstärke der Gradient kleiner ist als im Winter, und zwar im Verhältnisse wie 1 : 1,8. Erheblicher als die Differenzen im Sommer und Winter sind diejenigen zwischen den nach Nord und den nach Süd gerichteten Gradienten. Der Gradient ist bei Nordostwinden kleiner als bei Südwestwinden. Indessen vermindert sich dieser Unterschied nicht unerheblich bei Anwendung der Schwerekorrektion und bei Berücksichtigung der in den Jahren 1877/78 konstanten Differenz zwischen den Barometern an den Stationen der Seewarte und in Dänemark. In der ersteren Tabelle gleichen sich die Korrektionsgrössen aus. Bei einer Untersuchung der Beziehung zwischen Gradienten und Windgeschwindigkeit nach den Anemometerangaben blieb das oben angegebene Resultat bestehen. Als empirischer Wert ergibt sich im Mittel aller Jahreszeiten und Windrichtungen für die Beziehung zwischen Windgeschwindigkeit w und Gradient G:

$$w = a + bG + cG^2$$

worin $a = 2{,}70$, $b = 6{,}37$, $c = 0{,}63$ ist.

Tägliche Periode der Windstärke.

Obgleich die tägliche Periode der Windgeschwindigkeit in dem Binnenlande mit Ausnahme hoch gelegener Berggipfel überall entschieden ausgesprochen ist, so ist dennoch das Studium derselben erst seit einigen Jahrzehnten in Angriff genommen worden. Die Schwankung der Windstärke findet am Tage statt, während des Nachts die Windstärke im allgemeinen gering zu sein pflegt. Im Durchschnitte frischt der Wind, insbesondere bei heiterem Wetter, einige Stunden nach Sonnenaufgang, auf, erreicht in den ersten Nachmittagsstunden sein Maximum, wird dann nach und nach schwächer und schläft dann nachts wieder ein. Auf den Ebenen und im Innern der tropischen Kontinente, insbesondere aber in den Gegenden der regelmässigen Herrschaft des Passates und in der Trockenzeit, erreicht er fast täglich die Stärke eines Sturmes. Im Jahresmittel wird das Hauptmaximum erreicht: in Upsala, Krakau, Hamburg und Dresden um 1 Uhr nachmittags, in Wien, Birmingham, Liverpool, Toronto, Kalkutta und auf Ascension um $1^1/_2$, in Prag, Oxford, Zikawei (Shanghai), Batavia und Melbourne um 2, in Petersburg, Nukuss, Halifax und auf Mauritius um $2^1/_2$, in Bern um 3 und in Rom um $3^1/_2$ Uhr nachmittags.

Ganz abweichend von dem Verhalten auf dem Festlande ist die tägliche Periode der Windstärke auf offenem Meere kaum zu erkennen, die Windstärken sind hier Tag und Nacht durchschnittlich

Digitized by Google

gleich; nur in den Küstengewässern ist die tägliche Periode des Windes in schwächerem Massstabe vertreten.

Die Amplitude beträgt in der Tropenzone meist mehr als das Doppelte der nächtlichen Geschwindigkeit, welches allerdings in unserer Gegend nur an ganz heiteren Tagen der Fall ist, wo die durchschnittliche Amplitude kaum das Anderthalbfache erreicht.

Indessen beschränkt sich diese tägliche Periode der Windgeschwindigkeit nur auf die unteren, dem Erdboden unmittelbar in weiter horizontaler Ausdehnung aufliegenden Luftschichten. In der freien Atmosphäre, sowie auf hohen frei gelegenen Berggipfeln ist sie am Mittag nicht grösser, sondern kleiner als am Morgen und am Abend, wie dieses zuerst Hellmann für den Mt. Washington und den Rigi nachgewiesen hat.

Eine Erklärung dieser Erscheinung, welche im grossen Ganzen befriedigte, die aber lange Zeit fast keine Beachtung fand, hat bereits Espy im Jahre 1840 gegeben mit den Worten: Der Beginn der Bildung aufsteigender Luftsäulen am Morgen wird von einer Verstärkung des Windes begleitet sein, und seine Stärke wird anwachsen mit dem Wachstum dieser Säulen; beide Phänomene halten Schritt mit der steigenden Temperatur. Diese Verstärkung des Windes ist zum Teil durch das allseitige Einströmen der Luft an der Erdoberfläche gegen das Zentrum der aufsteigenden Luftsäule bedingt, welches unbeständige Brisen erzeugt, zum anderen Teil durch das Niedersteigen der Luft in der ganzen Umgebung der aufsteigenden Säulen, welche mit sich die Geschwindigkeit herabbringt, die sie oben besass und von welcher man weiss, dass sie grösser ist als diejenige, welche die Luft bei den Unebenheiten der Erdoberfläche besitzt. Eine umfassendere Erklärung mit Beibringung von thatsächlichen Beweisen hat Köppen gegeben[1]). Nach Köppen wird die tägliche Periode der Windstärke durch zwei Umstände regiert: 1. die wechselnde Intensität des vertikalen Luftaustausches in den unteren 1—4000 m hohen Schichten der Atmosphäre bei durchschnittlich, wegen Abnahme der Reibung, nach oben zunehmender Geschwindigkeit der Luftbewegung; 2. die Bevorzugung der wärmeren Tageszeit in Bezug auf das Auftreten starker Gradienten durch Druckdifferenzen auf geringen Entfernungen. Die letztgenannte Ursache, die Verstärkung lokaler Gradienten am Nachmittage (Gewitterstürme, Ausbuchtungen, lokale Wirbel von geringer Ausdehnung), kann die Erscheinung nur zum geringen Teil erklären, denn solcherlei Erscheinungen fehlen in vielen Klimaten in den Jahreszeiten, in welchen das Anschwellen des Windes zur Mittagszeit sich ganz besonders bemerklich macht, so beim Passat in der trockenen Jahreszeit im Innern Afrikas und Südamerikas und bei anhaltenden Ostwinden bei beständigem heiterem Wetter in der gemässigten Zone. Dagegen ist der andere Umstand als die Hauptursache des ganzen Phänomens anzusehen. Die Geschwindigkeit der Luftbewegung nimmt

[1]) Köppen: Siehe Annalen d. Hydogr. etc. 1883. S. 625. Die Erklärung Espy's findet sich in Philosophy of Storms.

Digitized by Google

im allgemeinen wegen der Abnahme der Reibung von der Erdoberfläche bis zu bedeutenden Höhen zu. Wenn deshalb Luftmassen aus der Höhe an die Erdoberfläche gelangen, bringen dieselben in der Regel eine grössere horizontale Geschwindigkeit mit, als die in anhaltendem Kontakt mit dem Boden stehenden Luftmassen unter demselben Gradienten besitzen.

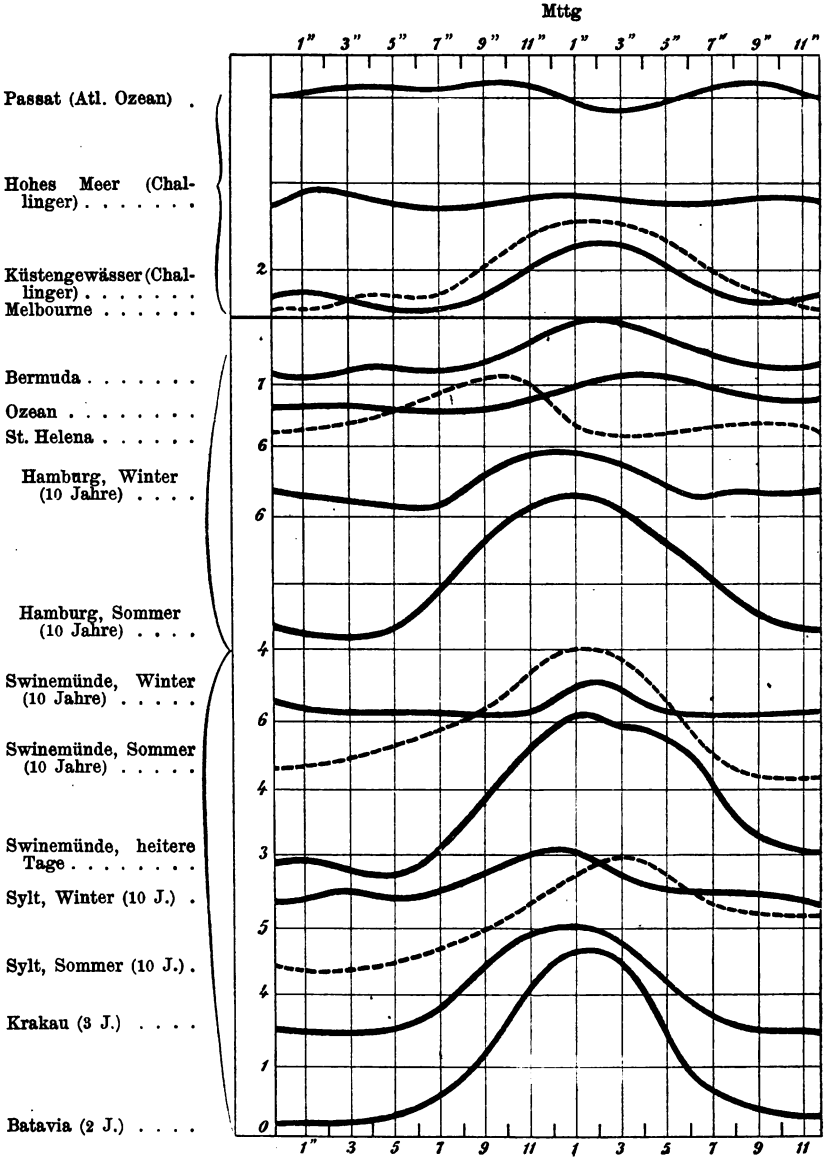
Da kalte Luft bei gleichem äusserem Drucke dichter resp. schwerer ist als warme, so ergibt sich, wenn die Grösse der Temperaturabnahme mit der Höhe über eine gewisse Grenze steigt, ein sogenanntes labiles Gleichgewicht, d. h. eine ins Sinken gekommene Luftmasse wird dichter als ihre Umgebung und erhält immer mehr Antrieb zum weiteren Sinken, und umgekehrt eine ins Aufsteigen gekommene zu weiterem Aufsteigen. Die vertikale Temperaturabnahme, welche diesem labilen Gleichgewichte entspricht, beträgt 1^0 auf 100 m für trockene Luft und zwischen $^1/_2$ und 1^0 für feuchte Luft. Wird dieser Grenzwert über einer grösseren Fläche überall oder teilweise erreicht, so bildet sich ein Spiel von auf- und absteigenden Luftströmen, welches sich bei feuchter Luft durch hochgetürmte Haufenwolken und blaue Zwischenräume zu erkennen gibt; die ersteren repräsentieren Luftmassen, welche im Aufsteigen und zufolge der dabei stattfindenden Druckverminderung im Erkalten begriffen sind, wobei ein Teil ihres Wassergehaltes sich in Gestalt kleinster Tröpfchen ausscheidet, welche die Wolken bilden; die nebelfreien Zwischenräume dagegen werden durch niedersinkende Luftmassen gebildet, welche im entgegengesetzten Prozess der Druckzunahme und Erwärmung begriffen sind und infolgedessen sich vom Sättigungspunkte immer mehr entfernen. Die mittlere Temperaturabnahme mit der Höhe ist nun in den wärmsten Tagesstunden am bedeutendsten, während in der Nacht die Unterschiede der Temperatur zwischen oben und unten gering werden, ja sogar in klaren Nächten bis zu gewissen Höhen regelmässig eine Umkehrung derselben eintritt, indem die Temperatur am Erdboden tiefer sinkt als in der Höhe, was ein sehr stabiles Gleichgewicht der Luft und eine sehr geringe vertikale Luftzirkulation zur Folge hat. An ruhigen Tagen mit kräftiger Sonnenwirkung, also bei uns vorwiegend in der warmen Jahreszeit, tritt hingegen jener labile Gleichgewichtszustand in der Regel einige Stunden nach Sonnenaufgang ein und hört derselbe noch vor Sonnenuntergang wieder auf. Die tägliche Periode der Windstärke hat die grösste Aehnlichkeit mit der täglichen Periode der Cumulusbildung, obgleich die Verknüpfung beider Erscheinungen durchaus keine durchgehende ist, weil die Bildung von Haufenwolken einerseits eine gewisse Luftfeuchtigkeit voraussetzt und andererseits an vertikale Strömungen gebunden ist, die keineswegs bis zur unteren Luftschicht herabzureichen brauchen.

Auf dem offenen Meere ist die Reibung an der Wasseroberfläche im allgemeinen gering und daher ist die Zunahme der Windstärke mit der Höhe ebenfalls unbedeutend. Da nun auch die täglichen Schwankungen der Temperatur an der Meeresoberfläche weniger als einen Grad betragen, so folgt hieraus ein nur sehr ge-

Digitized by Google

ringer vertikaler Luftaustausch und aus diesen Gründen muss die tägliche Periode der Windstärke auf dem Meere kaum merklich

Fig. 33.



sein. Aber an den Küsten, wo die Reibung und die tägliche Amplitude der Temperatur zunimmt, tritt auch die tägliche Periode der Windstärke sofort wieder hervor.

Digitized by Google

Bei der vertikalen verstärkten Zirkulation ist die von unten nach oben aufsteigende Luftschicht in der Regel schwächer bewegt als die obere Luftschicht, wie dieses auf Berggipfeln über einer rauhen Landschaft mit starker Schwankung der Tagestemperatur der Fall ist; hier kehrt sich die tägliche Periode der Windgeschwindigkeit um und zeigt sich zur wärmsten Tageszeit eine Abnahme der Windstärke.

Mit der oben gegebenen Erklärung stimmt auch die Thatsache, dass der vom Land kommende Passatwind über Tag stärker weht als in der Nacht, so dass der Passat in Bezug auf die tägliche Periode der Windgeschwindigkeit dieselben Eigentümlichkeiten zeigt wie der Wind auf dem Festland.

Es wurde oben bemerkt, dass um 8 Uhr morgens einem und demselben Gradienten im Sommer eine grössere Windgeschwindigkeit entspricht als im Winter, und ebenso bei nordöstlichen eine grössere als bei südwestlichen. Nun ist aber die vertikale Abnahme der Temperatur mit der Höhe im Sommer und bei nordöstlichen Winden am grössten und ebenso der vertikale Luftaustausch, und hieraus folgt dann weiter, dass bei gleichen Gradienten der Wind stärker sein muss als unter andern Umständen.

Von grossem Einfluss auf die tägliche Periode der Windstärke sind die Bewölkungsverhältnisse, welche von Hjelström und Sprung unabhängig voneinander 1877 und 1878 festgestellt wurden. Hiernach ergab sich als Verhältnis von Maximum zu Minimum:

	heiter	halbheiter	trübe
Upsala, Hjelström, Mai bis August	3,03	2,13	1,88
Upsala, Hamberg, Mai bis August	2,45	—	1,96
„ „ Frühling	2,13	—	1,23
Swinemünde, Sprung, Sommer	2,64	—	1,38
„ „ Herbst	1,75	—	1,18
Deutsche Küste, Hamberg, Mai bis September . .	2,02	1,77	1,50
Petersburg, Hamberg (Hann), Mai bis August .	1,87	1,68	1,40
Wien, Hamberg (Hann)	2,07	1,66	1,21

Heiter bedeutet bei Hjelström mittlere Tagesbewölkung 0—2, trübe 9—10, bei Hamberg beziehungsweise 0—3 und 7(9)—10, bei Sprung 0—2 und 8—10.

„Klarer Himmel," bemerkt Köppen, „indem er unbehinderte Strahlung gestattet, wirkt in zwei Richtungen: bei Tage verstärkt er durch Verstärkung der vertikalen Temperaturabnahme den vertikalen Luftaustausch und damit die Windstärke in der untersten Schicht; bei Nacht erzeugt er durch die Abkühlung der letzteren stabiles Gleichgewicht in vertikaler Richtung, verhindert dadurch die vertikale Luftzirkulation und entzieht so die Luft an der Erdoberfläche dem Einfluss der oberen stärker bewegten Schichten. Es muss deshalb demselben Gradienten tags bei heiterem Wetter stärkerer Wind als bei trübem entsprechen, nachts dagegen schwächerer, und ferner demselben Gradienten bei heiterem Himmel in der Nacht weit schwächerer Wind als bei Tag, während bei Tage das Verhältnis zwischen Windgeschwindigkeit und Gradient annähernd das-

Digitized by Google

selbe zu allen Tageszeiten ist und nur unperiodischen Schwankungen unterliegt."

Figur 33 veranschaulicht die tägliche Periode des Windes für einige Gegenden der Erde.

Die tägliche Periode der Windrichtung.

Aus den früheren Erörterungen geht hervor, dass die rascher bewegten oberen Luftmassen einen grösseren Ablenkungswinkel haben, als die unteren, was schon daraus ersichtlich ist, dass der obere Wolkenzug nach rechts vom Unterwinde abweicht. Hieraus folgt, dass bei einem starken vertikalen Luftaustausch in den Mittagsstunden nicht allein die grössere Geschwindigkeit der oberen Luftschichten, sondern auch ihre Richtung dem Unterwinde mitgeteilt werden, so dass also eine Ablenkung nach rechts zur Mittagszeit hervorgerufen wird. Auf diese Thatsache hat zuerst Sprung aufmerksam gemacht[1]), welcher aus theoretischen Betrachtungen hinsichtlich der Form dieses Phänomens folgende Schlussfolgerungen zusammenstellt:

1. Nördliche Hemisphäre. Auf dem flachen Lande, oder auch auf Hochebenen, hat der Wind die Tendenz, des Vormittags mit dem Uhrzeiger, des Nachmittags gegen denselben zu drehen. Auf Berggipfeln vollzieht sich eine ähnliche oszillatorische Bewegung der Windrichtung, aber in entgegengesetztem Sinne, vormittags gegen den Uhrzeiger, nachmittags mit demselben.

2. Auf der südlichen Hemisphäre erfolgt die Drehung der Windfahne unten vormittags gegen den Uhrzeiger, nachmittags mit demselben, also gerade so, wie auf der nördlichen Hemisphäre in höheren Schichten der Atmosphäre. Auf den Berggipfeln ist die Drehung umgekehrt.

3. Am Aequator werden die Windrichtungen durch den vertikalen Luftaustausch nicht beeinflusst.

4. Auf dem Meere, wo die tägliche Periode der Windstärke infolge der geringen vertikalen Abnahme der Reibung und geringen Erwärmung der Basis nicht nachgewiesen werden kann, ist auch diese Winddrehung nicht vorhanden.

Die obigen Sätze, mit Ausnahme von 2., wofür genügendes Material nicht vorliegt, lassen sich durch Beobachtungen direkt beweisen.

Die Berechnung der mittleren Windrichtungen nach der Lambert'schen Formel

$$\text{tang } \beta = \frac{E-W + [NE-SW + (SE-NW)] \cos 45^0}{N-S + [NE-SW + (SE-NW)] \cos 45^0}$$

ergab aus den Aufzeichnungen der Registrierapparate zu Magdeburg vom 1. bis 18. April 1881 und zu Hamburg vom 2. bis 6. April 1882, und vom 30. März bis 10. April 1884 folgende Werte:

[1]) Met. Zeitschrift 1884. S. 16 und Sprung, Lehrbuch der Met. S. 345.

Digitized by Google

Magdeburg

Stunde	8a	9	10	11	Mttg	1p	2	3	4	5	6	7	8	9	Diff.
Winkel β	81°	86	86	87	88	**91**	87	87	86	83	82	76	72	71*	20°
Geschw.	5,1	5,8	6,2	6,3	6,3	6,5	**6,6**	6,3	6,4	5,5	4,8	4,6*	4,9	5,1	2,0

Hamburg

Stunde	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11a
β—90°	12°	15	14	16	18	16	17	18	21	22	26	**30**

Stunde	Mttg	1p	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Diff.
β—90°	26°	28	26	20	21	20	18	14	10*	12	13	13	13	20°

Aus diesen Zahlen ist die tägliche Periode der Windrichtung ganz deutlich ersichtlich. Die folgende Tabelle gibt nach Sprung die Vierteljahrssummen der Winddrehungen für Stationsgruppen, wobei die mit m bezeichneten Rubriken die Zahl der Drehungen mit dem Uhrzeiger, die mit g bezeichneten diejenigen gegen den Uhrzeiger bedeuten. Die Gruppen sind: A Sibirien und Zentralasien mit 8 Stationen, B Osteuropa mit 7 Stationen, C Westeuropa mit 8 Stationen, D = A, B und C zusammen, E südliche Hemisphäre (Concordia und Corrientes).

	März—April—Mai				Juni—Juli—Aug.			
	vormittags		nachmittags		vormittags		nachmittags	
	m	g	m	g	m	g	m	g
A . . .	**566**	340	373	**479**	**457**	401	**381**	379
B . . .	**459**	287	328	**361**	**397**	318	295	**360**
C . . .	**567**	291	389	**446**	**620**	308	127	**445**
D . . .	**1592**	924	1090	**1286**	**1474**	1027	1103	**1184**
E . . .	75	**157**	**171**	82	59	**137**	**134**	70

	Sept.—Okt.—Nov.				Dez.—Jan.—Febr.			
	vormittags		nachmittags		vormittags		nachmittags	
	m	g	m	g	m	g	m	g
A . . .	**495**	260	298	**409**	**402**	273	311	**313**
B . . .	**425**	300	301	**307**	**349**	298	286	**300**
C . . .	**560**	282	347	**410**	**463**	333	357	**407**
D . . .	**1480**	842	946	**1126**	**1214**	904	954	**1020**
E . . .	100	**169**	**148**	88	116	**1666**	**153**	116

		vormittags		nachmittags	
		m	g	m	g
Jahresummen:	Rigi-Kulm 1881—82 (1790 m) .	160	**184**	**196**	111
	Schafberg 30 Monate (1776 m) .	156	**199**	**173**	134
	Schneekoppe 30 Monate 1600 .	69	**80**	**69**	56
	Summe	385	**463**	**438**	301

Die Richtigkeit der oben unter 1. und 2. ausgesprochenen Gesetze wird also durch diese Tabelle vollkommen bestätigt, sowohl für die nördliche, als für die südliche Hemisphäre, sowohl für die Ebene, als auch für Berggipfel.

Dass eine tägliche Periode der Windrichtung auf dem offenen Meere nicht vorhanden ist, zeigt die folgende Tabelle, welche aus 141 Beobachtungen im Gebiete des Nordostpassates zwischen 8° und 39° n. B. und 20° und 40° w. L. v. Gr. von Sprung abgeleitet wurde.

Digitized by Google

		N	NE	E	SE	S	Mittlere Windrichtung
nachts	12h	24,1	85,4	27,7	2,5	1,0	N 47,7° E
	2	23,1	91,0	24,5	2,5	0,0	46,1
	4	24,0	91,7	24,1	1,0	0,0	45,2
	6	27,0	90,8	22,7	1,0	0,0	44,2
	8	25,0	94,1	21,3	0,5	1,0	44,6
	10	26,3	90,7	24,0	1,0	0,0	44,4
mittags	12	26,2	90,5	23,8	0,6	0,0	—
	2	26,7	89,0	25,0	0,0	0,0	44,4
	4	27,2	89,1	24,2	0,2	0,0	44,1
	6	25,8	91,4	24,3	0,0	0,0	44,3
	8	26,6	90,0	25,7	0,0	0,0	44,6
	10	26,1	86,0	29,4	0,5	0,0	46,1
nachts	12h	23,1	85,0	30,5	2,2	0,0	48,2

Es ergibt sich hiernach eine ausserordentlich kleine Schwankung der Windrichtung auf offener See. Nur in der Nacht erfolgt eine entschiedene Drehung des Windes nach E hin, dagegen am Morgen wieder ein Zurückdrehen.

Es könnte auffallend erscheinen, dass die Drehungen am Nachmittage gegen den Zeiger der Uhr gegen diejenigen am Vormittage mit dem Uhrzeiger zurückstehen, indessen wird diese Erscheinung durch die Erwägung klar, dass die barometrischen Depressionen, wie noch unten des näheren gezeigt werden wird, vorwiegend die höheren Breiten westostwärts durchziehen, wodurch ein Vorwiegen der Winddrehungen hervorgerufen wird, wie es dem Dove'schen Drehungsgesetze entspricht. Am Vormittage wirken also die beiden Ursachen zusammen, die Windfahne mit der Uhr zu drehen, während am Nachmittage die Wirkung beider Ursachen entgegengesetzt ist, wobei aber die von dem vertikalen Luftaustausche abhängige durchschnittlich ein leichtes Uebergewicht hat.

Viel mehr bemerkbar als die eben besprochenen periodischen Winde auf dem Festlande sind die Land- und Seewinde, welche ihren Ursprung dem Temperatur-Gegensatze von Land und Wasser verdanken und die in niederen Breiten jahraus jahrein wehen, während sie in höheren Breiten sich fast nur auf die wärmere Jahreszeit beschränken. „Die Bewohner der Seeküste," sagt Maury, „in tropischen Klimaten erwarten jeden Morgen mit Ungeduld die Ankunft der Seebrise. Sie setzt gewöhnlich ein gegen 10 Uhr vormittags. Mit ihrer Ankunft schwindet die drückende Schwüle des Morgens, und eine erquickende Frische der Luft scheint allen neues Leben und Lust zu ihren täglichen Arbeiten zu geben. Um Sonnenuntergang tritt abermals Windstille ein; die Seebrise hat aufgehört und bald darauf setzt die Landbrise ein. Dieser Wechsel von Land- und Seewind, ein Wind von der See bei Tag und vom Land bei der Nacht ist so regelmässig in den tropischen Gegenden, dass man ihm mit gleicher Zuversicht entgegensieht, wie dem Auf- und Untergange der Sonne." Fällt die Richtung der Seebrise mit derjenigen des vorherrschenden Windes zusammen, wie dieses an den tropischen Ostküsten meistens der Fall ist, so verstärken sie sich oft bis zum vollen Sturme, während der Landwind eine Abschwächung der Luft-

Digitized by Google

bewegung hervorbringt. Sind dagegen beide Luftströmungen einander entgegengesetzt, so schwillt der Landwind stärker an, wogegen die Seebrise schwächer auftritt.

Dass in grösserer oder geringerer Höhe die entgegengesetzte Luftbewegung stattfindet, folgt schon aus der Ueberlegung, dass die auf dem Meere oder dem Lande unten abfliessende Luft wieder ersetzt werden muss, was doch nur in der Höhe geschehen kann.

Die Erklärung der Land- und Seewinde ergibt sich nach Hann (Klimatologie) aus folgender Betrachtung: „Am Morgen erwärmt sich das Land rascher als das Meer; die erwärmte Luft über dem Lande dehnt sich nach oben hin aus, oder, was dasselbe ist, der Luftdruck steigt in der Höhe über dem Lande, während über der See dieses nicht der Fall ist. Infolgedessen beginnt zuerst die Luft über dem Lande in der Höhe gegen das Meer abzufliessen, und es steigt der Luftdruck draussen über der Meeresoberfläche, während er über dem Lande sinkt. Dies hat zur Folge, dass nun auch unten eine Luftströmung eintritt und zwar vom Meer gegen das Land, der Seewind. Dass nicht, nach der älteren Vorstellung, das erwärmte Land direkt aspirierend auf das Meer wirkt, zeigt sich deutlich darin, dass die Seebrise nicht zuerst an der Küste, sondern draussen auf dem Meere eintritt (wo der Luftdruck durch den oberen Zufluss am stärksten zugenommen hat). Bei Nacht verhält es sich umgekehrt; das Land erkaltet rascher als das Meer, die Erkaltung der Luft bewirkt ein Sinken des Luftdruckes in der Höhe über dem Lande, daher einen oberen Zufluss der wärmeren Luft von der See her, welcher in der Folge den Luftdruck an der Erdoberfläche über dem Lande steigen, über der See sinken macht. Daher entsteht in zweiter Linie eine Luftströmung vom Lande hinaus zum Meer, der Landwind. In den Morgen- und Abendstunden, zwischen dem Windwechsel, tritt ein Gleichgewichtszustand und Windstille ein."

Diese für die Land- und Seewinde charakteristischen Luftdruckdifferenzen, nämlich relativ höherer Luftdruck vom Morgen bis zum Abend an der Küste, und während der Nacht auf dem Lande, haben die registrierenden Barometer selbst für die Küsten und das Binnenland der Britischen Inseln nachgewiesen.

Die Tag- und Nachtwinde im Gebirge haben mit den Land- und Seewinden an den Küsten eine sehr grosse Aehnlichkeit. Wenn nicht allgemeine stärkere Luftströmungen über den Gebirgsgegenden herrschen, weht in denselben bei Tage ein thalaufwärts und in der Nacht ein thalabwärts gerichteter Wind. „Diese Luftströmungen," bemerkt Fournet, welcher zuerst die Gebirgswinde der Westalpen eingehend studierte, „entwickeln sich am stärksten in den Thälern, ohne ihnen ausschliesslich eigen zu sein, denn sie äussern sich längs allen Abhängen und der Strom der Thäler ist nur das Resultat von partiellen aufsteigenden Bewegungen (Tag) oder lateralen Kaskaden (Nacht). Der Uebergang von der absteigenden zur aufsteigenden Bewegung ist rascher in engen und kurzen, schluchtenartigen Thälern, langsamer in weiteren Thalbecken, wo die aufsteigende Bewegung

Digitized by Google

erst gegen 10 Uhr morgens frei im Gange ist und der absteigende Nachtwind erst gegen 9 Uhr abends regelmässig zu werden anfängt. Die Uebergangszeiten schwanken mit den Jahreszeiten. Die Konfiguration des oberen Teiles der Thäler übt einen grossen Einfluss auf diese Winde aus nach den Stunden und Jahreszeiten; so wird sie bald ausgeprägter bei Tag als bei Nacht, bald umgekehrt stärker bei Nacht als bei Tag. Zuweilen ist der Winter mit seinen Schneefällen den Nachtwinden am günstigsten, während dagegen im allgemeinen der Sommer die Tagwinde verstärkt."

Die Erklärung dieser vom Tag zur Nacht ihre Richtung umkehrenden Luftströmungen ist nach Hann folgende: In der Nacht folgt der kalte Nachtwind dem natürlichen Gefälle des Bodens und fliesst in die Sohle der Thäler abwärts. Dieser Abfluss muss dort am stärksten auftreten, wo enge, schluchtenartige Thäler, die um viele Stunden in der Insolation verkürzt sind und noch durch Waldungen und grössere Feuchtigkeit abgekühlt werden, gegen stark erwärmte weitere Thalbecken oder Niederungen ausmünden. Am Vormittage wird die ganze Luftmasse im Thal und am Bergabhang erwärmt, die Luft dehnt sich immer mehr aus und da die Ausdehnung jeder Luftsäule durch die zunehmende Wärme proportional ihrer Höhe ist, so muss die Ausdehnung gegen den Berggipfel hin abnehmen, und also müssen sich die Flächen gleichen Druckes gegen das Gebirge hinneigen, wodurch die Luft in jedem Niveau ein Gefälle gegen das Gebirge erhält. Kommt nun noch dazu, dass der Gebirgsabhang selbst von der Sonne erwärmt wird, so ist die Luft am Abhange wärmer als in der freien Atmosphäre und erhält so ein Bestreben aufwärts zu steigen. „So sind es zwei Kräfte, welche die Bewegung der Luft an den Bergabhängen bestimmen, eine horizontal gerichtete und eine vertikale, beide zusammen bewirken, dass die Luft tagsüber längs den Bergabhängen emporsteigt, während die Luft über dem Thale oder der Niederung überhaupt dem Gebirge horizontal zufliesst. So kann man sagen, dass das Gebirge bei Tag saugend auf die umgebenden Luftmassen wirkt, gleichsam wie eine lokale stationäre Depression. Sind die Bergabhänge kälter als die umgebende Luft, so können auch bei Tage kalte Fallwinde auf die erwärmte Niederung herabstürzen. Solche Winde beobachtet man z. B. regelmässig an warmen Tagen am Fusse der Gletscherströme."

Nach Sonnenuntergang erkaltet die Luft insbesondere am Erdboden durch Wärmeausstrahlung, die Luftschichten ziehen sich zusammen und die Flächen gleichen Druckes gehen durch ihre normale horizontale Lage allmählich in eine vom Gebirge gegen die Niederung geneigte Lage über, so dass also die Luft ein Gefälle vom Gebirgsabhange weg erhält. Auf diese Weise fliesst die stark abgekühlte Luft an den Bergabhängen in das Thal hinab und füllt die unteren Teile desselben aus.

Wir haben bereits oben gesehen, dass die Gebirgswinde auf die tägliche Periode der Feuchtigkeit einen entschiedenen Einfluss ausüben, wir werden weiter unten noch ihre Wirkung auf Bewölkung und Niederschläge nachweisen.

Digitized by Google

Jährliche Perioden der Stärke und Richtung des Windes.

Die jährlichen Perioden der Stärke und Richtung des Windes sind abhängig von der Verteilung des Luftdruckes und von der Grösse der Gradienten. Eine angenäherte Vorstellung über das Verhalten dieser beiden Elemente in den extremen Monaten Januar und Juli geben die Luftdruckkarten Tafel III und IV, in welchen auch die vorherrschenden Winde verzeichnet sind. Die Tabelle auf S. 144 und 145 enthält die mittleren Windgeschwindigkeiten für eine Reihe von Stationen aus dem europäisch-asiatischen Kontinent und den Vereinigten Staaten [1]).

Nach dieser Tabelle fällt das Maximum der Geschwindigkeit für das nordwestliche Europa in die Wintermonate, das Minimum in den Sommer. Wien weist ein Maximum im November und auch im Februar auf. Im westlichen Mittelmeerbecken zeigen sich im jährlichen Gang der Windgeschwindigkeit zwei Maxima, ein sehr ausgesprochenes im März und ein schwächeres im Herbst. Ein Hauptminimum fällt in die wärmere Jahreszeit, ein sekundäres ist durchschnittlich im Februar vorhanden, also in Uebereinstimmung mit Wien.

Aus der Untersuchung von Kiersnowski geht hervor, dass die Aufstellung des Anemometers von entschiedenem Einflusse ist auf die Angabe der Windgeschwindigkeit, insbesondere geben höher aufgestellte Anemometer erheblich grössere Werte, als niedriger aufgestellte. Im Russischen Reiche wachsen, wie in Westeuropa, die Windgeschwindigkeiten mit der Annäherung an die Küsten; die grössten Windgeschwindigkeiten haben die Stationen im nördlichen Teile der Ostsee, die geringste im europäischen Russland entfällt auf die nördlichen zentralen Landstriche der nordwestlichen und südwestlichen Gouvernements, am geringsten sind die Windgeschwindigkeiten im eigentlichen Zentralasien; jenseits dieses Gebietes nimmt die Windgeschwindigkeit unter dem Einfluss der Meeresnähe wieder zu. Im Winter nimmt die Windstärke im ganzen Gebiete sehr bedeutend zu, mit Ausnahme an den Küsten des Kaspischen Meeres, im östlichen Teile von Transkaukasien und in Ostsibirien, wo dieselbe im Gegenteil sich zu einem Minimum abschwächt. Frühling und Herbst bilden, wenigstens für das europäische Russland, die Uebergangsjahreszeiten hinsichtlich der Windstärke, und zwar vom Wintermaximum zum Sommermaximum der Frühling, und umgekehrt der Herbst. Küstenstationen zeigen im Frühjahr die grösste Windgeschwindigkeit. Im Gegensatze zum Winter werden im Sommer im ganzen russischen Reiche, mit Ausnahme der südlichen Teile des Kaspischen Meeres, des südlichen Kaukasus und Ostsibiriens, die Windstärken sehr erheblich geringer, um im Herbste nach dem

[1]) Die Zahlen für Russland sind entnommen aus Kiersnowski: Verteilung der Windgeschwindigkeiten in Russland, Rep. f. Met. XII, 3, 1889; für die Verein. Staaten aus Waldo, Mittl. Windgeschw. in den Verein. Staaten, Met. Zeitschr. 1888. S. 285.

Digitized by Google

Mittlere Windgeschwindigkeit (bezw. Windstärke).

		Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr
Armagh	Meter per Sek.	5,8	**6,0**	5,7	5,8	5,2	3,5	1,9*	2,9	3,3	3,6	4,0	4,5	4,4
Liverpool	„ „ „	**6,3**	6,1	6,2	5,9	5,7	5,1	5,2	4,8*	5,1	5,0	5,5	5,4	5,5
Sandwick, Orkn.	„ „ „	9,1	8,5	**9,3**	7,8	7,3	6,3	6,1	5,4*	5,5	5,9	7,3	7,8	7,2
Hamburg	„ „ „	**5,7**	5,7	5,6	4,6	4,5	4,4	4,0*	4,0*	4,5	5,4	4,9	5,1	—
Niederlande	„ „ „	7,3	7,9	7,2	**8,4**	6,8	6,4	5,2*	5,3	5,5	5,4	6,5	6,3	—
Brüssel	„ „ „	**1,2**	**1,2**	1,1	1,1	0,8	0,9	0,8	1,0	0,9	0,8	1,0	1,1	—
S-Norwegen SE	„ „ „	**1,7**	1,5	1,6	1,5	1,4*	1,5	1,5	1,5	1,5	1,6	1,5	**1,7**	—
S- „ W	„ „ „	**2,3**	2,0	2,1	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,7*	1,8	2,0	2,1	—
Ganze norw. Küste	„ „ „	**2,7**	2,6	**2,7**	2,4	2,3	2,1	2,1	2,1	2,1	2,3	2,4	2,5	—
Wien	„ „ „	2,4	1,7	**2,6**	2,2	2,4	2,0	2,4	2,2	2,1	2,0	2,0	**3,0**	2,2
Madrid	Jahresm. 100	80*	91	92	**147**	112	105	108	95	97	**103**	90	81	100
Rom	„ „	104	100	93	**118**	104	99	98	100	99	90*	92	**104**	100
Palermo	„ „	101	102	104	**113**	109	100	87*	97	93	89	94	**104**	100
Lernia	„ „	107	107	97	114	**118**	110	86	80	77*	87	106	**112**	100
Russisches Reich.														
Hogland, Leuchtturm	Meter per Sek.	6,2	6,0	5,4	6,3	4,7	4,6	4,6*	4,6	4,8	5,6	6,5	**6,6**	5,1
Kronstadt	„ „ „	8,1	8,1	7,7	7,7	5,7	6,2*	6,7	6,0	5,8	6,6	8,3	**8,8**	7,1
Reval	„ „ „	6,1	6,7	**7,1**	6,3	5,5	5,9	5,9	4,8*	5,0	6,1	6,5	6,7	6,0
Dünamünde	„ „ „	6,8	7,4	7,2	6,5	5,6	6,6	6,3	6,0*	6,0*	6,6	**7,8**	6,8	6,7
Kemm	„ „ „	6,1	6,9	6,1	6,5	5,1	5,8	5,2	5,0	4,5	5,1	6,1	6,0	5,7
Koslow	„ „ „	**5,6**	5,4	4,6	4,9	4,8	4,5	4,2	3,5*	3,7	3,9	4,4	4,7	4,5
Lugan	„ „ „	5,4	5,3	4,9	**5,7**	5,0	4,4	3,7*	4,1	4,3	4,4	4,1	4,3	3,6
Akmolinsk	„ „ „	4,8	5,5	5,6	**5,6**	5,6	4,8	4,5	4,1	3,7	3,7*	4,8	**5,6**	4,8
Pinsk	„ „ „	**5,5**	5,3	5,1	5,2	5,0	4,1	3,3*	3,4	3,4	3,7	4,4	4,5	4,4
Wologda	„ „ „	3,9	2,2	2,5	2,5	2,1*	2,2	2,1*	3,1	3,3	3,4	**4,1**	4,0	2,2
Moshin	„ „ „	4,6	**4,7**	4,5	4,5	3,7	3,7	3,6	3,3	3,4	3,2*	4,3	**4,7**	4,0
Kasan	„ „ „	3,0	2,9	3,0	3,1	2,8	2,6	2,3	2,0	2,1	2,2	2,9	**3,0**	4,0

Digitized by Google

Wjatka	3,8	3,7	4,2	3,7	3,1*	3,7	3,2	3,0	3,3	3,9	**4,6**	4,5	3,7
Wilna	1,9	1,7	1,9	2,2	1,6	1,9	1,7	1,9	1,8*	1,5*	**2,0**	1,9	1,8
Tomsk	3,0	3,2	3,8	3,6	**4,0**	3,4	2,8	2,5*	2,7	2,9	3,7	3,7	3,3
Barnaul	2,6*	2,9	3,3	2,8	3,1	3,3	3,1	2,3	2,3	2,6	**3,4**	3,2	2,9
Irkutsk	1,0	1,3	1,1	1,8	**2,4**	2,0	1,0	1,2	1,0	1,2	1,1	0,8*	1,4
Tiflis	2,2	2,7	2,8	**3,6**	3,0	2,8	2,8	2,9	2,6	2,3	2,0	1,7*	2,6
Peking	**2,7**	2,3	2,1	2,4	2,4	2,2	1,7	1,1	0,8*	1,2	1,7	2,3	1,9
Chabarowka (Amur)	3,3	2,9	3,0	3,5	**4,7**	4,2	2,5*	2,7	3,1	3,2	**4,7**	4,6	3,5
Wladiwostok	4,4	6,7	5,6	5,6	5,7	**6,8**	6,5	6,4	4,5	3,7*	4,2	4,2	5,3

Vereinigte Staaten.

Eastport	11,8	12,4	12,5	**12,8**	10,1	8,3	6,7	6,3	5,7*	7,4	9,6	11,8	9,6
Boston	8,4	9,9	10,6	**11,3**	10,1	8,8	7,8	7,4	7,1*	8,2	9,0	10,3	9,2
Block Isl.	17,5	**17,6**	16,5	17,3	14,6	14,0	12,2	11,6	10,3*	13,7	15,1	16,6	14,8
New York	10,2	9,0	10,9	**11,6**	10,0	8,8	8,0	7,7	7,5	8,7	9,4	10,1	9,4
Washington	6,5	6,3	7,1	**8,5**	8,0	6,5	5,9	5,4	4,8*	5,3	5,4	6,1	6,3
Norfolk	7,6	7,5	8,6	**9,3**	8,7	7,8	7,1	6,7	6,4*	6,6	7,2	7,6	7,6
Savannah	6,2	6,3	7,1	**7,9**	**7,9**	7,4	6,3	5,8	5,4*	5,7	6,1	6,3	6,5
Key West	11,1	10,9	10,3	11,2	10,5	9,4	7,7	7,5	7,3*	8,2	**11,8**	11,2	9,8
New Orleans	8,1	7,0	**8,6**	8,5	8,3	6,9	6,0	5,8	5,5*	7,1	7,3	7,9	7,3
Galveston	10,5	10,5	10,7	10,2	**11,0**	9,8	8,4	7,8	7,1*	9,0	9,5	10,9	9,6
Indianola	14,0	14,0	14,7	14,3	**16,4**	13,1	11,4	10,8	9,5*	11,1	11,7	14,1	12,9
Rio Grande	5,8*	7,1	8,0	7,7	9,1	9,6	9,6	**10,6**	7,3	6,8	6,1	6,3	7,8
Cincinnati	6,2	6,3	6,8	7,4	6,7	5,8	5,5	4,8	4,3*	4,8	5,2	6,0	5,8
Cleveland	11,1	10,8	10,3	10,7	9,2	8,4	7,8	7,3	6,9*	8,7	9,8	**11,3**	9,4
Chicago	8,6	9,0	9,0	**9,7**	9,5	8,6	7,6	7,0	6,9*	7,8	8,9	8,5	8,4
St. Louis	10,4	10,3	10,5	**11,8**	10,9	9,8	8,9	7,8	7,5*	8,7	9,5	10,7	9,8
Omaha	8,9	9,2	9,5	10,6	**10,9**	9,3	8,0	7,0*	6,9	7,8	8,7	9,6	8,9
St. Vincent	9,7	9,7	9,6	9,7	8,8	9,6	**8,3**	7,8	7,4*	8,5	9,3	**10,1**	9,0
Denver	6,3	6,4	6,2	**7,3**	7,3	6,8	6,4	6,1	5,6*	5,6	5,9	6,1	6,3
Pikes Plak (4308 m)	22,2	25,0	**25,3**	**25,3**	21,3	21,5	19,0	12,7	12,0*	16,1	21,1	19,7	20,1
St. Lake City	3,9*	4,0	4,4	5,9	6,4	6,5	6,2	5,7	5,7	5,5	4,9	3,9*	5,2
Olympia	4,2	4,1	**4,4**	4,1	4,1	3,9	3,6	3,5	2,8*	3,1	3,8	3,6	3,8
San Francisco	6,6	7,1	7,3	10,0	10,0	11,2	12,3	**12,8**	12,0	9,9	7,7	6,7*	9,3
Sitka	**12,3**	10,3	9,5	8,7	8,7	8,7	6,9*	7,3	6,2*	7,6	9,0	11,2	8,9

Digitized by Google

Winter hin wieder zu wachsen; an der Ostsee insbesondere findet eine bedeutende Steigerung der Windstärke statt.

In den Vereinigten Staaten zeigt sich für die atlantischen Stationen eine merkliche Zunahme der Windgeschwindigkeit an den am meisten exponierten Oertlichkeiten. Für die Stationen an der atlantischen Küste ergibt sich als Jahresmittel der Windgeschwindigkeit 14,1 engl. Meilen pro Sekunde, für diejenigen am Golf von Mexiko 10,4, für die Seenstationen 9,4, für Orte von grosser Ausdehnung, oder im Herzen der Städte 8,3 Meilen. Auch hier zeigt sich der erhebliche Einfluss der Aufstellung der Anemometer. Eine Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der geographischen Breite ist nicht zu verkennen, indessen lässt sich hierfür ein bestimmtes Gesetz nicht ableiten. Bezüglich der jährlichen Periode finden wir im Osten der Vereinigten Staaten die meisten Maxima im März und die meisten Minima im August, während in den hochgelegenen westlichen Stationen viele Maxima im April eintreten, aber in so grosser Unregelmässigkeit, dass eigentlich der August und September die einzigen Monate sind, in denen für mehrere Stationen Maxima nicht vorkommen.

Nach der obigen Tabelle fällt das Maximum der Geschwindigkeit für das nordwestliche Europa in die Wintermonate, das Minimum in den Sommer. Wien weist ein Maximum im Novembar und auch im Februar auf. Im westlichen Mittelmeerbecken zeigen sich im jährlichen Gang der Windgeschwindigkeit zwei Maxima, ein sehr ausgesprochenes im März und ein schwächeres im Herbst; ein Hauptminimum fällt in die warme Jahreszeit, ein sekundäres ist durchschnittlich im Herbst vorhanden, also in Uebereinstimmung mit Wien.

Es ist eine vielverbreitete Ansicht, dass in den Aequinoktien die Winde viel stärker auftreten, oder wenigstens heftige Stürme häufiger sind, als in anderen Jahreszeiten, obgleich eine den Aequinoktien innewohnende besondere Kraft zu atmosphärischen Störungen nicht bekannt ist. Die folgende Zusammenstellung gibt die Häufigkeit der stürmischen Winde für England (14 Jahre, enthaltend die Anzahl der Stürme mit einer Windstärke 9 der Beauf.-Skala), Keitum (auf Sylt), Hamburg, Swinemünde und Memel (10 Jahre, Windgeschwindigkeit mindestens 15 m pro Sekunde) und Pola, (11 Jahre, Windgeschwindigkeit grösser als 14 m pro Sekunde[1]):

		Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
England . .	14 Jahre	70	46	42	17	4	3	2	11	18	55	58	47
Sylt . . .	Jahresm.	4	3	4	2	2	2	2	2	2	4	4	6
Hamburg .	„	5	4	4	3	1	2	1	2	2	2	4	4
Swinemünde	„	4	3	4	4	2	1	1	2	2	4	4	3
Memel . .	„	5	3	4	1	2	1	1	2	2	5	5	6
Pola . . .	Prozent	13	6	14	9	10	3	3	4	7	10	10	11

Aus diesen Zahlen geht unzweifelhaft hervor, dass ein Zusammenhang der Aequinoktien mit den Stürmen wenigstens in unseren

[1]) Vergl. Ann. d. Hydr. 1884, S. 625; 1887, S. 246 und Met. Zeitschr. 1888, S. 241.

Digitized by Google

Gegenden nicht existiert, vielmehr geben sie nur zu erkennen, dass die Stürme fast ausschliesslich auf die kältere Jahreszeit beschränkt sind.

Die jährliche Periode der Windrichtung.

Die jährliche Periode der Windrichtung ist abhängig von der jeweiligen durch die wechselnden Wärmeverhältnisse, insbesondere des Landes und der Gewässer, bedingte Luftdruckverteilung in den einzelnen Jahreszeiten. Wie der tägliche Wechsel der Land- und Seewinde durch die Temperaturdifferenzen zwischen Land und Meer bedingt werden, so wird durch die Unterschiede in dem jährlichen Gange der Temperatur ein jährlicher Wechsel der Windrichtung in weit grösserem Massstabe hervorgerufen, in einer Weise, dass wenigstens auf der nördlichen Hemisphäre die allgemeinen atmosphärischen Bewegungen in den unteren Schichten zum grossen Teile gestört werden können. Diese mit den Jahreszeiten regelmässig wechselnden Winde nennt man Monsune, wenn sie in grösserer Mächtigkeit und in grösserer Ausdehnung auftreten und von längerer Dauer sind. Die Ursache dieser Winde ist, wie gesagt, in erster Linie die wechselnde Verteilung des Luftdruckes, und diese steht in innigstem Zusammenhange mit der Erwärmung durch die Sonne. Ueber den Einfluss der Erwärmung und Erkaltung des Landes auf die Verteilung des Luftdruckes hat Hann in seiner Klimatologie (S. 108 ff.) eine treffliche Erklärung gegeben, der wir der Hauptsache nach folgen wollen.

Die Erdoberfläche grösserer Landstrecken wird im Sommer am Tage durch die Sonne erwärmt und mit ihr die unmittelbar aufliegenden Luftschichten. Diese steigen in einzelnen Partien aufwärts, während andere kühlere niedersteigen, so dass ein beständiger vertikaler Luftaustausch stattfindet. In der Nacht wird dieser Luftaustausch unterbrochen, wenn die unteren Luftschichten infolge der Ausstrahlung sich abkühlen, aber am folgenden Tage beginnt mit der steigenden Wärme wieder derselbe Vorgang, und auf diese Weise, sowie durch die Ausstrahlung des erwärmten Bodens nach den oberen Schichten, breitet sich die Wärme immer mehr und mehr nach oben hin aus. Eine Folge dieses Vorganges ist eine Ausdehnung der Luft über dem Lande und eine Hebung der oberen Schichten, also eine Zunahme des Luftdruckes in der Höhe und Hebung der Flächen gleichen Luftdruckes über dem erwärmten Lande, die gegen das kältere Meer hin sich mehr oder weniger abdachen. Bei dieser Druckverteilung in der Höhe wird die obere Luft gegen das Meer hin abfliessen, also wird auch der Luftdruck über dem Meere steigen und über dem Lande sinken. In den unteren Schichten wird der Luftdruck über dem Meere zunehmen, über dem Continente aber geringer werden, und daher am Boden eine Strömung vom Meere nach dem Lande, die dem barischen Windgesetze Folge leistet (cyklonale Bewegung). Wir werden also im Sommer auf der Nordhemisphäre an den Westseiten am Kontinente NW-, an den Ost-

Digitized by Google

seiten SE-, an den Nordseiten NE- und an den Südseiten SW-Winde haben, auf der südlichen Hemisphäre beziehungsweise SW-, NE-, NW- und SE-Winde.

Im Winter zeigt sich ein umgekehrtes Verhalten zwischen Land und Meer: denn jetzt ist das Meer wärmer als das Land und die Luft fliesst in der Höhe vom Meere auf das Land und die Folge dieses Luftzuflusses ist ein Maximum auf dem Lande, während auf dem Meere der Luftdruck am niedrigsten wird, so dass also in den unteren Schichten ein Abfluss von dem Meere nach dem Lande hin stattfindet. Wir werden also im Winter nahezu umgekehrte Windrichtungen haben, wie im Sommer: an den Westseiten SE-, an den Ostseiten NW-, an den Nordseiten SW- und an den Südseiten NE-Winde (auf der nördlichen Hemisphäre anticyklonale Luftbewegung).

Diese Verhältnisse bedingen, insbesondere für die Ost- und Westseiten der Kontinente sehr einschneidende Verschiedenheiten in den Witterungsvorgängen, welche sehr starke Klimagegensätze hervorrufen.

Die folgende Tabelle gibt nach Hann die prozentische Häufigkeit der Winde für den grössten Teil des europäisch-asiatischen Kontinentes im Winter und die Zu- (+) oder Abnahme (—) der einzelnen Windrichtungen vom Winter zum Sommer:

Winter:

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Westeuropa	6*	7	9	11	15	**24**	18	10
Mittelrussland	8	7*	9	14	16	**17**	**17**	12
S- und SE-Russland	9*	12	**19**	14	11	11	13	11
Krim	11	18	**25**	11	7*	9	11	8
Nördl. W-Sibirien	5*	6	4	13	13	**30**	17	12
Turkistan	11	16	**22**	15	6*	6*	13	11

Aenderung der Windrichtung vom Winter zum Sommer:

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Westeuropa	+3	+1	−3	−4	−5	−2	+2	+8
Mittelrussland	+4	+2	0	−4	−6	−2	+1	+5
S- und SE-Russland	+2	−1	−3	−4	−1	0	+4	+3
Krim	−6	−10	0	+2	0	+4	+10	0
Nördl. W.-Sibirien	+8	+9	+2	−2	−3	−13	−7	+6
Turkistan	+5	+6	−12	−7	+0	+3	+13	+4

Aus diesen Zahlen folgt, dass in den nördlichen Gebietsteilen die SW-Winde vorherrschen, in den südlichen Gebieten die E-Winde. Im Sommer werden im Norden die nördlichen und nordwestlichen Winde häufiger, in Nordwestsibirien die nördlichen und nordöstlichen, während in der Krim und in Turkistan die Westwinde stark zunehmen, dagegen die östlichen und nordöstlichen seltener werden. Nach Kaemtz hat das ganze nördliche Eismeer einen Sommermonsun vom Meere her. Aus dem obigen ist klar, wie sich die Windrichtungen mit der von der Erwärmung abhängigen Luftdruckverteilung ändern.

Ebenso lassen wir für Nordamerika die Aenderung der Häufigkeit der Winde vom Winter zum Sommer folgen (%):

Digitized by Google

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Nördl. atl. Küstengebiet	−5	−2	+1	+4	+7	+14	−3	−16
Mittl. atl. Küste	−2	−3	0	+6	+8	+7	−2	−14
Nordküste des Golfes	−10	−6	0	+3	+5	+9	+3	−5
Oberes Mississippithal	−2	+1	+2	+3	+4	+3	−3	−8
Oberes Missourigebiet	−11	+2	+7	+9	+11	+1	−8	−10
Am Arkansas Red River und in Texas	−15	−4	+5	+21	+11	−1	−5	−12
Am unteren Colorado	−28	−6	+2	+14	+26	+6	−2	−11
Westküste Amerikas	−1	−5	−8	−9	−4	+4	+12	+8
Pikes Peak	−4	+3	+3	+1	+3	+13	−10	−9

An der atlantischen Küste nehmen gegen den Sommer hin die nordöstlichen bis nordwestlichen Winde ab, dagegen die östlichen bis südwestlichen zu, wie es der jahreszeitlichen Aenderung des Luftdruckes entspricht. Ganz ähnlich ist der Wechsel im Innern. Aehnlich den ostasiatischen Verhältnissen herrscht in den südwestlichen Gebietsteilen ein ausgesprochener Monsunwechsel. An der Westküste werden die westlichen Winde häufiger, während die übrigen Windrichtungen abnehmen. Bemerkenswert ist, dass in der Höhe die Westwinde jahraus jahrein vorwiegend sind, wie die Beobachtungen auf Berggipfeln nachweisen (Pike's Peak, Winter W + SW = 47%, E + NE = 9%; Sommer W + SW = 50%, E + NE = 15%).

Die jährliche Periode der Winde in Australien entspricht der Aenderung in der Verteilung des Luftdruckes in der Jahresperiode, die Winde sind cyklonisch im Sommer, anticyklonisch im Winter (der Südhemisphäre). Die folgende Tabelle gibt die Windrichtungen an der Ost-, Süd- und Westküste im Winter und ihre Aenderungen zum Sommer (%):

Häufigkeit der Winde im Winter:

	N	NE	S	SE	S	SW	W	NW
Ostküste	6	8	3*	6	15	20	**28**	14
Südküste	**24**	15	7*	8	11	11	7	17
Westküste (Perth)	3*	**31**	12	9	8	12	8	17

Aenderung der Windrichtung vom Winter zum Sommer:

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Ostküste	+1	+19	+13	+12	+3	−14	−25	−9
Südküste	−13	−11	+1	+12	+12	+6	+1	−8

Vom Winter auf den Sommer nehmen an der Westküste die südwestlichen Winde, an der Ostküste die nordöstlichen erheblich zu, dagegen die nordöstlichen Winde an der Westküste, die südwestlichen und westlichen an der Ostküste erheblich ab.

Die Windrichtungen des östlichen subtropischen Südamerikas, sowie diejenigen der Westküste enthält folgende Tabelle (%):

		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Ostküste	Winter	**26**	11	9	9	14	9	8	12
Westküste 20—30° S.	„	6	6	8	**23**	**22**	16	11	8
„ 35—40° S.	„	12	7	3	6	15	18	**21**	18
„ 50—60° S.	„	10	7	9	9	10	14	**20**	18
„ 20—40° S.	Sommer	5	4*	7	26	**28**	17	9	7
„ 40—60° S.	„	12	4	1*	2	7	17	**29**	**28**

Digitized by Google

Aenderung der Windrichtung vom Winter zum Sommer:

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Ostküste	−7	+4	+9	+7	−2	−2	−3	−6

An der Ostküste sind die nördlichen Winde vorherrschend. Im Sommer erhalten die nordöstlichen bis südöstlichen Winde die Oberhand. An der Westküste zeigt sich, 30 bis 45° und 45 bis 60° s. B., ein entgegengesetztes Verhalten, indem in den ersteren Breiten die N—W-Winde abnehmen, die S—SE-Winde vom Sommer zum Winter zunehmen, in den letzteren umgekehrt.

Die folgende kleine Zusammenstellung der Windrichtungen zu Lado am oberen Nil (5° n. B.) zeigt, dass die südlichen Winde während der nördlichen Deklination vorwiegen, dagegen die nördlichen und nordöstlichen während der südlichen Deklination.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
April bis September	1	5	3	14	**25**	**36**	7	9
Oktober bis März	**25**	**24**	7	16	5	12	8	3

Sehr schön zeigt sich die Abhängigkeit der Temperatur, des Luftdruckes und der Winde in Indien. Im Spätherbste beginnt in Indien die Abkühlung am kräftigsten in den Ebenen des Pandschab, und mit dieser Abkühlung steigt auch der Luftdruck, welcher im Dezember ein Maximum in Nordindien erreicht, wogegen derselbe im Süden der Bai am niedrigsten ist. Der Unterschied des mittleren Luftdruckes im Dezember beträgt zwischen 31° n. und 6° s. B. etwa 7½ mm. Die Winde sind in Nordindien sehr schwach, die kalte Luft fliesst als NW durch das Gangesthal der Bai zu und vereinigt sich mit dem NE-Monsun der Halbinsel. Dieser Nordostmonsun des Winters ist kein Passat, der etwa den Himalaya überschreitet, dafür spricht schon seine geringe Stärke und seine unbedeutende vertikale Mächtigkeit, indem er kaum über 1800 m hinaufragt, wogegen die Kammhöhe des Himalaya meistens 5400 m übersteigt. Anders liegen die Verhältnisse in Ostasien, wo der Monsun seinen Ursprung in Nordasien hat. Die Luftdruckdifferenz ist in Ostasien in denselben Breiten, wie oben für Indien angegeben, viel bedeutender, nämlich ca. 11 mm.

Mit der steigenden Temperatur im Frühjahre nimmt auch der Luftdruck in Indien wieder ab, erheblicher im Osten als im Westen, und mehr im Norden als im Süden, die Luftdruckverteilung wird zunächst ausserordentlich gleichmässig, dann aber bildet sich über der Bai ein entschiedenes barometrisches Maximum, welches, nach und nach südwärts vorrückend, immer mehr mit dem niedrigen Luftdrucke auf dem Festlande in Gegensatz tritt. Im Juli beträgt der Luftdruckunterschied zwischen 6° s. und 31° n. B. 15 mm, ist also doppelt so gross, als im Winter. Dementsprechend weht jetzt ein viel kräftigerer Luftstrom als im Winter, der SW-Monsun, welcher auch zu sehr bedeutenden Höhen hinaufreicht.

Speziell für unsere Gegenden hat die Windrichtung eine mehr oder weniger ausgesprochene jährliche Periode, wie neuere

Digitized by Google

Untersuchungen zweifellos nachgewiesen haben[1]). Wenn man für die einzelnen Windrichtungen die Maxima ihrer Häufigkeit zusammenstellt, so ergibt sich für frei gelegene Orte eine bestimmte Aufeinanderfolge in der Art, dass die Windrichtungen in der jährlichen Periode den Horizont von einer Richtung zur anderen durchwandern. Die folgende Tabelle gibt nach Augustin die Verteilung der Windrichtungen für eine Reihe Stationen des westlichen Europas:

Posen (25 J.)

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Januar . .	24	7	15	13	13	18	15	8
Februar . .	5	7	11	9	9	15	20	10
März . . .	8	8	**16**	10	11	13	17	10
April . . .	9	11	12	9	9	13	17	10
Mai . . .	**11**	**13**	12	10	7	10	16	18
Juni . . .	10	10	9	**8**	5	10	18	17
Juli . . .	9	8	6	6	7	10	**22**	19
August . .	9	7	8	8	9	15	22	15
September .	9	8	11	9	9	15	19	11
Oktober . .	5	8	**15**	12	11	15	16	6
November .	6	8	13	**13**	11	15	15	9
Dezember .	4	8	12	12	**15**	**20**	15	8

Brockengipfel (23 J.)

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
	7	6	8	11	9	24	**22**	12
	6	5	9	10	7	23	**26**	14
	8	7	9	7	8	22	22	7
	9	**10**	**12**	8	9	20	16	15
	8	9	12	9	10	16	19	17
	7	6	6	6	9	21	27	18
	5	5	4	4	8	**30**	**27**	6
	5	5	7	7	**12**	29	22	13
	6	**6**	**8**	**11**	10	24	19	16
	4	5	5	8	10	**31**	24	13
	7	5	8	9	8	26	23	13
	6	5	6	10	10	25	**24**	14

Leipzig (38 J.)

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Januar . .	3	9	8	11	15	**32**	13	9
Februar . .	4	8	10	10	13	31	14	10
März . . .	6	12	10	8	10	25	14	15
April . . .	7	13	11	10	7	19	**15**	18
Mai . . .	**8**	**16**	**12**	10	6	17	13	18
Juni . . .	6	9	7	9	7	24	17	21
Juli . . .	6	7	5	7	7	25	**21**	**22**
August . .	6	9	6	8	10	**26**	17	18
September .	5	**11**	**10**	**11**	11	24	14	14
Oktober . .	4	7	9	**12**	15	29	14	10
November .	4	9	10	12	17	29	11	8
Dezember .	3	8	9	10	**17**	31	13	9

München (38 J.)

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
	5	9	24	5	3	11	32	5
	2	10	21	4	2	**12**	38	5
	2	11	**22**	**4**	2	11	**38**	7
	4	11	22	3	1	10	34	10
	5	**17**	21	3	1	9	30	11
	4	15	17	3	1	10	34	11
	4	11	16	3	1	12	**36**	**12**
	4	11	18	3	1	**13**	14	10
	4	**13**	23	3	2	11	30	8
	3	11	**25**	6	2	11	29	6
	2	11	23	7	3	12	31	5
	2	9	23	6	**3**	13	32	4

Wien (20 J.)

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Januar . .	8	5	12	17	9	**9**	24	17
Februar . .	9	6	**13**	14	5	8	22	23
März . . .	10	6	9	16	6	8	23	21
April . . .	**13**	7	6	12	8	10	**25**	19
Mai . . .	10	**8**	9	13	9	11	21	18
Juni . . .	10	7	5	8	6	11	29	23
Juli . . .	8	4	4	7	6	12	**34**	**25**
August . .	6	5	7	9	7	**13**	32	21
September .	9	7	8	14	7	11	25	19
Oktober . .	6	**8**	11	**21**	7	10	21	15
November .	10	5	**12**	20	6	6	23	17
Dezember .	9	4	8	17	**9**	8	23	19

Triest (10 J.)

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
	4	**24**	**42**	10	6	4	5	6
	9	18	33	8	**6**	**6**	**11**	11
	5	18	37	13	5	5	9	9
	7	10	37	9	**3**	5	15	**13**
	8	14	35	8	3	5	16	11
	10	11	39	7	2	**4**	15	**12**
	7	12	36	6	3	**6**	**18**	12
	6	15	40	8	2	5	13	11
	5	12	42	9	3	4	14	10
	4	**20**	39	11	4	4	7	7
	3	19	**44**	**18**	5	6	6	4
	4	22	40	14	**8**	5	5	3

[1]) Vergl. Augustin: Die jährl. Periode der Windrichtung in Mittel- und Westeuropa, in Met. Zeitschr. 1887, S. 399 und Satke: Die Drehung des Windes in der jährl. Periode, in „Wetter" 1887, S. 34.

Digitized by Google

	Paris (40 J.)								Dublin (33 J.)							
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Januar . .	12	12	7	11	16	18	15	9	4	2	10	9	10	20	29	8
Februar . .	11	9	6	10	19	17	**18**	10	5	3	11	8	9	18	**29**	12
März . . .	12	8	7	6	13	17	17	10	6	6	14	6	7	15	27	12
April . . .	**15**	**15**	**9**	6	15	13	14	**12**	9	8	20	7	5	11	21	**13**
Mai . . .	13	14	8	8	13	18	15	10	**9**	**12**	**22**	6	6	9	20	10
Juni . . .	14	12	5	6	9	20	21	13	8	5	13	7	8	14	26	11
Juli . . .	10	9	4	5	11	21	**26**	**14**	7	3	9	**4**	6	14	**31**	**18**
August . .	9	9	6	4	12	**22**	25	13	6	3	12	5	6	**16**	27	16
September .	10	**13**	**9**	7	16	20	15	10	6	**6**	**14**	8	8	14	25	10
Oktober . .	8	9	8	**10**	**20**	19	16	10	8	4	6	7	9	16	31	12
November .	6	9	7	10	18	**24**	**17**	9	6	2	9	**9**	9	19	31	9
Dezember .	7	12	7	10	17	23	15	8	4	2	8	9	**11**	**21**	28	8

Der Gang der Häufigkeitsmaxima ist bei allen Stationen übereinstimmend. Während des Winters bewegen sich die Häufigkeitsmaxima von Ost über Süd nach West, während des Sommers umgekehrt von Ost über Nord nach West. Die Winddrehung erfolgt am raschesten in den Frühlingsmonaten, wo das Häufigkeitsmaximum oft in einem Monate die Richtungen von Ost bis Nord durchläuft, ebenso rasch wird in den Sommermonaten das Häufigkeitsmaximum für die nordwestlichen bis südwestlichen Richtungen durchwandert. Dagegen viel langsamer, aber auch viel gleichmässiger, sind die Aenderungen in den Sommer- und Herbstmonaten, als in den beiden eben genannten Jahreszeiten.

Indessen ist der Gang der Windrichtung in der jährlichen Periode manchen Unregelmässigkeiten unterworfen. So ist beispielsweise in München das Frühlingsmaximum der Ostwinde nur wenig entwickelt, auch das Julimaximum der Westwinde ist kleiner, als das Maximum des Februar oder März. In Wien treten die Häufigkeitsmaxima sehr schwankend und unregelmässig auf. Diese Verschiedenheit dürfte hauptsächlich ihren Grund haben in der Verschiedenartigkeit der Beobachtungsreihen in Bezug auf die in Betracht gezogenen Zeiträume, und dann scheinen sehr lange Reihen notwendig zu sein, um die wirklichen Thatbestände bei einem so sehr schwankenden Elemente mit Sicherheit feststellen zu können.

Diese Erscheinung hängt offenbar von der Häufigkeit des Auftretens der Cyklonen und Anticyklonen, sowie von deren Beständigkeit ab. Wir werden noch weiter unten gelegentlich auf diesen Gegenstand zurückkommen.

Die Winde der oberen Luftschichten.

Die Kenntnis der Bewegungen in den oberen Luftschichten ist für die Entwickelung der Meteorologie von der weittragendsten Bedeutung. Die Witterungsphänomene, welche wir übersehen können, umfassen nur einen Teil der Atmosphäre, nicht einmal die Hälfte, und doch stehen offenbar die Vorgänge über uns in einem unmittelbaren Zusammenhang, in innigster Wechselwirkung mit denjenigen,

Digitized by Google

die wir direkt in den unteren Schichten beobachten, so dass ein vollständiges Verständnis der Witterungserscheinungen ohne Kenntnis der Bewegungen in den oberen Schichten wohl nicht erlangt werden kann. Daher erscheint es geboten, alle Hilfsmittel zu benutzen und zu schaffen, die Zustände und Bewegungen über uns zu studieren, sei es durch direkte (Bergstationen oder Ballons captivs) oder indirekte (Wolken-) Beobachtungen.

Beobachtungen über die Windgeschwindigkeiten in der Höhe liegen nur wenige vor, so dass wir durch sie kein vollständiges Bild über die oberen Luftbewegungen gewinnen können, allein der Gegenstand ist so hochwichtig, dass wir ihn nicht übergehen können.

Thomas Stevenson stellte an einem Maste von 50′ in der Nähe von Edinburg Beobachtungen über die Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe an und erhielt folgende Mittelwerte[1]) (engl. Meile pro Stunde):

Höhe	Windgeschw.	Höhe	Windgeschw.	Windgeschw.	Windgeschw.	Windgeschw.	Windgeschw.
0	8,1	½	6,9	9,8	22,2 (1½′)	—	—
10	18,4	2	6,7	—	—	—	—
20	19,4	4	9,8	12,4	25,6	13,9	19,7
30	20,1	9	10,1	13,8	31,9	22,7	28,5
40	20,3	14	10,5	14,3	33,7	24,9	31,0
50	21,0	25	11,3	15,0	37,1	28,9	35,4
		51	12,1	16,3	42,7	32,2	39,9

Hieraus leitet Stevenson folgende Sätze ab:

1. Die Windgeschwindigkeit nimmt mit der Höhe zu. Diese Zunahme lässt sich von 15—50′ und wahrscheinlich noch für grössere Höhen sehr nahe durch Parabeln darstellen, deren Scheitelpunkt 72′ unter der Oberfläche liegt.

2. Zwischen 15′ und dem Boden existiert eine grosse Störung der Strömungen und die Symmetrie der Kurven ist gestört.

3. Die Parameter dieser Parabeln wachsen direkt mit den Quadraten der Windgeschwindigkeiten. Wenn x die Geschwindigkeit des Windes in der Höhe H über der Erdoberfläche bezeichnet, so ist der Parameter der korrespondierenden Parabel $x^2 : (H + 72)$.

4. Wenn man für geringe Höhen die Windgeschwindigkeit V an einem Punkte H über dem Erdboden finden will aus der gegebenen Windgeschwindigkeit v in der Höhe h (wobei h grösser ist als 15), so dürfte die Formel gelten: $V = v \sqrt{\frac{H + 72}{h + 72}}$.

Ist aber H grösser als 50′, so gibt die Formel etwas zu grosse Werte und dann ergibt folgende Formel für nicht allzu grosse Höhen angenäherte Werte $V = v\ (H : h)$.

Andere Beobachtungen über die Windgeschwindigkeiten in den unteren Luftschichten wurden von Fines mit 3 in verschiedenen Höhen in der Stadt (Paris) und auf freiem Lande befindlichen Ane-

[1]) Report on simultaneous Observat. of the Force of Wind at different Heights above the Ground, Journ. of the Scott. Met. Soc. New Ser. Bd. V, 1880.

Digitized by Google

mometern gemacht[1]). Als Verhältnis der Windgeschwindigkeit in der Stadt 7 m über dem Erdboden zu demjenigen auf freiem Felde ergab sich:

	auf freiem Land in 7 m Höhe	auf freiem Land 18 m Höhe	in der Stadt 31 m Höhe
allgemeines Mittel	1,23	1,63	1,81
bei starken Winden	1,14	1,52	1,92
absolute Maxima	1,14	1,36	1,82

Die Werte, welche man aus den Beobachtungen der Windgeschwindigkeiten in den unteren Luftschichten erhält, sind in hohem Masse abhängig von lokalen Verhältnissen, und so sind die an verschiedenen Orten gewonnenen Resultate, so wichtig sie insbesondere für die Praxis sind, wie bereits oben bemerkt, wenig untereinander vergleichbar. Viel vergleichbarer sind diejenigen Beobachtungen, welche sich auf grössere Höhen beziehen, wobei insbesondere die Geschwindigkeit der Wolken in den verschiedenen Höhen zu Grunde gelegt wird, vorausgesetzt, dass die Wolkenhöhe annähernd genau bestimmt werden kann. Hier sind es hauptsächlich zwei Arbeiten, welche uns besonders interessieren, nämlich diejenige von Vettin über die Luftströmungen über Berlin und die von Eckholm und Hagström über die Wolkenmessungen über Upsala[2]).

Die Beobachtungen Vettin's umfassen den Zeitraum vom April 1873—1875 und vom April 1877—1878. Das Verfahren Vettin's bestand darin, dass zuerst die Zeit gemessen wurde, in welcher die Wolke einen bestimmten Winkel am Himmel beschrieb, und dann entweder die wirkliche Geschwindigkeit aus dem Laufe des Schattens, woraus sich dann die Höhe ergibt, oder die wirkliche Höhe aus der Zeit, wo die Wolke zuerst vor Sonnenuntergang oder zuletzt nach Sonnenuntergang noch beschienen war, woraus sich dann die wirkliche Geschwindigkeit ergibt. Bei vielen Beobachtungen wurde indessen auf eine direkte Messung verzichtet und die Höhe aus der Form und scheinbaren Geschwindigkeit der Wolken geschlossen.

Die mittlere Geschwindigkeit der Luftbewegung in den verschiedenen Höhen gibt die folgende Tabelle (Meter pro Sekunde):

Wolkenform	Höhe	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Obere Cirri	7200 m	19,9	18,9	17,5	19,1	18,7
Untere Cirri	4020	17,9	15,8	14,7	17,8	16,2
Wölkchen	2260	13,7	10,5	9,5	12,0	11,0
Wolken	1173	12,1	9,4	7,3	10,9	9,5
Unteres Gewölk . . .	490	13,7	11,6	9,0	12,1	11,7
Wind	—	6,5	6,8	6,3	5,4	6,2

Die mittlere Geschwindigkeit der Luftbewegung nimmt also vom Erdboden bis zu einer Höhe von 7200 m um das Dreifache zu, aber nicht stetig, sondern mit einer Unterbrechung in einer Höhe von ungefähr 1000—2000 m und zwar in allen Jahreszeiten. Der Grund

[1]) Ciel et Terre, 1885, S. 95.

[2]) Vettin siehe Met. Zeitschr. 1896, S. 333, Ekholm und Hagström siehe Ann. de la Société Mét. de France, 1886, S. 15.

Digitized by Google

dieser Verzögerung liegt nach Vettin darin, dass in jener Region die Wolkenbildung und die damit verbundene Wärmeentwickelung am grössten ist, namentlich in der wärmeren Jahreszeit. Bemerkenswert ist, dass Broun bei seinen Untersuchungen der Luftbewegung über den britischen Inseln zu dem Ergebnisse kommt, dass die Region des Maximums der Windgeschwindigkeit über Grossbritannien wahrscheinlich nicht über 5000′ liegt, und dass von dieser Höhe die Geschwindigkeit sich nach oben und nach unten wieder vermindert [1]). An der Erdoberfläche ist sie nach Broun kaum ein Drittel des Maximums; die obere Grenze, wo die Bewegung aufhört, liegt wahrscheinlich ein wenig über der mittleren Höhe der Cirri. Ein etwas verschiedenes Verhalten in bezug auf die Zunahme der Geschwindigkeit nach oben hin zeigen nach Vettin die südlichen und die nördlichen Luftströmungen, wie aus folgender Tabelle hervorgeht:

		Winter	Frühling	Sommer	Herbst
Summen der Geschwindigkeit (preuss. Fuss) bei SE, S, SW	Obere Cirri . .	120	148	157	179
	Unteres Gewölk	114	107	77	102
	Verhältnis . .	1,1	1,4	2,3	1,8
Desgl. bei NW, N, NE . . .	Obere Cirri . .	218	196	151	171
	Unteres Gewölk	128	104	82	108
	Verhältnis 1 : .	1,7	1,9	1,8	1,6

Hiernach nimmt die südliche Luftströmung in der wärmeren Jahreszeit mit der Höhe rascher an Geschwindigkeit zu als die nördliche, während in der kälteren Jahreszeit sich die Sache umgekehrt verhält.

Ueberhaupt zeigen die westlichen Luftströmungen während des ganzen Jahres grössere durchschnittliche Geschwindigkeiten als die östlichen.

In der folgenden Tabelle sind die beobachteten Geschwindigkeiten nach Gruppen von 5 zu 5 m pro Sekunde in Prozenten übersichtlich zusammengestellt, wobei sich die Zahlen auf vierjährige Mittel (1873, 1874, 1877, 1883) beziehen:

Januar:	0,5 m	5—10	10—15	15—20	20—25	25—30	30—35	35—40	40—45	45—50	50
Obere Cirri . .	4	11	7	7	28	14	18	7	4	—	—
Untere Cirri . .	3	11	13	13	21	16	16	5	—	—	—
Wölkchen . . .	5	22	30	15	13	8	3	2	—	2	—
Wolken	9	30	25	25	5	3	1	1	—	—	—
Unteres Gewölk .	2	17	34	29	9	5	2	1	—	—	—
Juli:											
Obere Cirri . .	5	13	23	26	15	7	5	3	3	—	—
Untere Cirri . .	3	17	36	20	16	5	2	—	—	—	—
Wölkchen . . .	19	49	18	9	3	1	—	—	—	—	—
Wolken	34	46	15	4	1	—	—	—	—	—	—
Unteres Gewölk .	21	45	26	3	5	—	—	—	—	—	—

[1]) Zeitschr. d. Oest. Ges. 1878, S. 232.

Digitized by Google

Jahr:	0,5 m	5—10	10—15	15—20	20—25	25—30	30—35	35—40	40—45	45—50	50
Obere Cirri . .	4	17	23	19	17	8	5	3	2	1	0,6
Untere Cirri . .	3	18	29	21	16	8	3	1	1	0,2	0,5
Wölkchen . . .	14	34	27	14	7	2	1	0,2	0,3	0,2	—
Wolken	22	41	21	10	4	1	0,2	0,2	—	—	—
Unteres Gewölk .	14	33	24	18	6	2	1	0,2	—	—	—

In Upsala wurden von Ekholm und Hagström Messungen über die Höhe und Bewegung der Wolken angestellt, wozu zwei Theodolite in einer gegenseitigen Entfernung von 421 m verwendet wurden[1]).

Das Verhältnis der Wolkengeschwindigkeit v zu der Geschwindigkeit des Unterwindes beträgt nach Beobachtungen im Sommer 1884 für Upsala:

Untere Wolken:

Mittl. Stunde	Höhe	$\frac{v}{V}$	Wahrsch. Fehler	Mittl. Geschw. m. p. Sek.	Wahrsch. Fehler
$12^h\ 41^m$	1558	1,40	$\pm 0{,}09$	6,69	$\pm 0{,}41$
$17^h\ 32^m$	1407	1,59	$\pm 0{,}11$	6,96	$\pm 0{,}48$

Obere Wolken:

Mittl. Stunde	Höhe	$\frac{v}{V}$	Wahrsch. Fehler	Mittl. Geschw. m. p. Sek.	Wahrsch. Fehler
$11^h\ 59^m$	5710	2,76	$\pm 0{,}22$	13,1	$\pm 1{,}04$
$17^h\ 38^m$	6180	2,90	$\pm 0{,}34$	12,6	$\pm 1{,}48$

Hiernach wird die Windgeschwindigkeit in der Höhe in den Mittagsstunden ein Minimum, und zwar zu derselben Zeit, wo die Geschwindigkeit des Unterwindes am grössten ist.

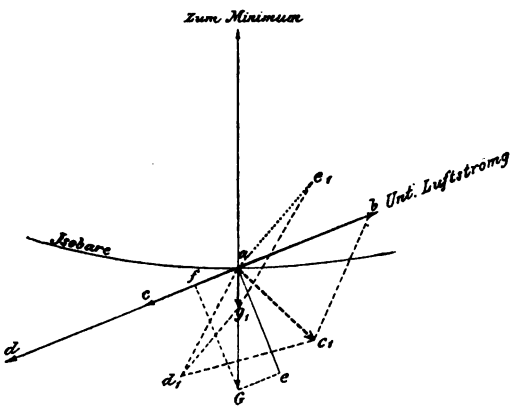
Die sehr verschieden schnell und nach verschiedenen Richtungen hin bewegten Luftschichten verursachen Reibungswiderstände, welche von denen an der Erdoberfläche sehr verschieden sind. Bei dem Buys-Ballot'schen Gesetze wird vorausgesetzt, dass diese Reibungswiderstände direkt der Bewegung der Luft entgegengesetzt sind; es frägt sich nun, ob das Buys-Ballot'sche Gesetz auch für die oberen Luftschichten noch seine Gültigkeit behält. Setzen wir voraus, dass der Reibungswiderstand zu seiner Ueberwindung eine Kraft verlangt, die in der Richtung der relativen Bewegung der hier in Betracht kommenden Schichten wirken muss, und betrachten wir zunächst den Fall, dass die obere Luftströmung, deren absolute Geschwindigkeit durch die Linie ac bezeichnet ist, mit der relativen Geschwindigkeit $ad = ab + ac$ gegen die untere sich bewegt, wobei die Reibung nach der Richtung ab hinwirkt. Die von a nach c treibende Kraft wächst mit der relativen Geschwindigkeit ad, sie wird bestimmt durch die Kraft ae, welche die Abweichung der Bewegung von der Trägheitskurve bewirkt, und die Resultante aG, deren Richtung entweder nach oder vom Minimum fällt. Hier liegen also die Verhältnisse ganz ähnlich wie an der Erdoberfläche und

[1]) Mesures des hauteurs et des mouvements des nuages. Upsula 1885.

Digitized by Google

die oberen Luftströme folgen in diesem Falle dem Buys-Ballot'schen Gesetze. Nehmen wir nun weiter an, dass die obere Luftbewegung um einen spitzen Winkel $b\,a\,c_1$ abweiche, so ist $a\,d_1$ in dem Parallelogramme $a\,b\,c_1\,d_1$ die relative Bewegung der oberen Luftschichte gegen die untere. Hieraus, sowie aus der Richtung der zum oder vom Minimum gerichteten Gradientkraft wird die Kraft $a\,G_1$ bestimmt,

Fig. 34.



welche in diesem Falle viel kleiner ist als im vorhergehenden, und die nicht nach rechts, sondern nach links vom Gradienten abweicht. In diesem Falle folgt also die Bewegung dem Buys-Ballot'schen Gesetze nicht. Bei kleiner werdendem Winkel $b\,a\,c_1$ wird die Gradientkraft $a\,G_1$ immer kleiner, so dass sich die Bahn immer mehr der Trägheitskurve anschmiegt.

Aus den Beobachtungen zu Makerstoun erhielt Broun für den Zeitraum 1843—46 als resultierende Richtung der Cirren, verglichen mit der Richtung des Unterwindes[2]) (+ bedeutet Abweichung des Cirruszuges nach rechts):

Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr
+59	+38	+16	+57	−32	−94	+30	+39	+20	+30	+39	+25	+34

Hiernach liegt ausser in den Monaten April und Mai, in welchen E- und NE-Winde vorherrschen, die Richtung des Cirruszuges stets rechts von der Richtung des Unterwindes. Da die Zeit der Wolkenbeobachtung nicht mit der der Windbeobachtung zusammenfällt, so bedarf es einer Korrektion auf denselben Zeitraum. Wird diese angebracht, so ergibt sich als Differenz im Jahresmittel 29°, und mit Hinweglassung des abnormen Jahres 1842 24°, welches mit dem von Quetelet aus fünfjährigen Beobachtungen gefundenen

[1]) Vergl. Ann. d. Hydr. 1880, S. 608.
[2]) Proced. of the Roy. Soc. Vol. XXV, Dec. 1876, Ref. in Zeitschr. d. Oest. Ges. 1878, S. 232.

Digitized by Google

Werte 24° sehr gut übereinstimmt. Die direkten gleichzeitigen Beobachtungen von Windrichtung und Wolkenzug zu Makerstoun aus den Jahren 1843—1846 ergaben nach Broun folgendes Resultat:

	Zahl der Beobachtungen	Prozente derselben +	—	0	Mittlere Differenz
1. Cirruswind	359	77	18	5	+29,6
2. Cirrostratuswind . .	754	79	18	3	+22,8
3. Cumuluswind . . .	1434	79	17	4	+14,5
4. Cirrocumulus . . .	339	67	25	8	+13,7
5. Cirrostratus-Cumulus .	683	57	30	13	+6,9

Der mittlere Cirruszug stimmt also ganz gut mit den oben gefundenen Werten überein. Aus 1—3 ergibt sich als Mittel +19,1 mit Berücksichtigung der Zahl der Beobachtungen, und 22,3 wenn allen Beobachtungen dasselbe Gewicht beigelegt wird. Als mittlere Ablenkung des Cirruszuges vom Unterwinde glaubt Broun 20° annehmen zu dürfen, und da die Ablenkung des Windes von den Isobaren ebenfalls 20° nach entgegengesetzter Richtung beträgt, so ergibt sich folgender Satz:

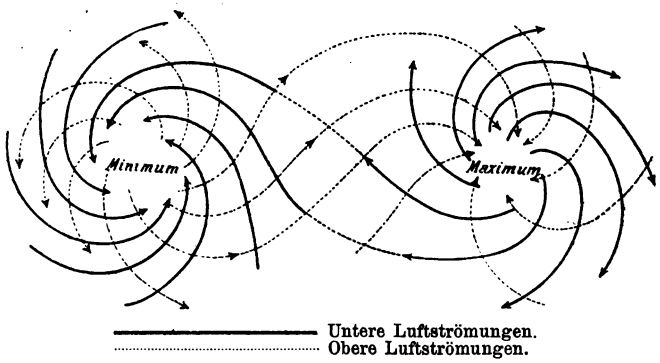
„Die mittlere Richtung der Isobaren und der ganzen bewegten Luftmassen sind nahezu gleich."

Auch nach Clement Ley ist der mittlere Winkel der oberen Strömungsrichtung mit den Isobaren nach aussen hin nahezu gleich mit demjenigen, den die Richtung des Unterwindes mit den Isobaren nach innen hin bildet.

Mit diesen Ergebnissen stimmen auch die von Hildebrandsson für Upsala gefundenen in der Hauptsache überein. Wir werden noch weiter unten bei Besprechung der Cyklonen und Anticyklonen auf diesen Gegenstand zurückkommen.

Die Luftbewegung um die Gegend des höchsten Luftdruckes und um diejenige des tiefsten Barometerstandes, welche erstere man mit dem Ausdrucke „barometrisches Maximum" und welch letztere man als „barometrisches Minimum" bezeichnet, erfolgt nach folgendem Schema:

Fig. 35.



Digitized by Google

In der Figur 35 geben die dicken ausgezogenen Kurven die unteren, die dünneren, gestrichelten Linien die oberen Luftströmungen an. Man sieht aus der Figur, dass die Luft an der Erdoberfläche dem tiefsten Barometerstande in spiralartigen Linien zuströmt und vom höchsten Luftdrucke abströmt, im ersteren Falle der Bewegung der Uhrzeiger entgegen, im letzteren mit derselben kreisend, und ferner dass die Luftbewegung in der Höhe von derjenigen des Unterwindes erheblich abweicht, und zwar beim Minimum ausströmend, beim Maximum einströmend, jedoch nicht so, als wenn sich über dem Minimum in der Höhe ein barometrisches Maximum befände und ein Minimum über dem Maximum. Wir erhalten so einen Kreisstrom, welcher in unserer Figur angedeutet ist, indem beim Minimum die Luft emporsteigt, in der Höhe nach der Region des Maximums abfliesst, um dann am Erdboden dem Minimum zuzufliessen.

Das eben Gesagte gilt indessen nur für die nördliche Hemisphäre; vertauschen wir aber in der Figur obere Luftströmungen mit unteren und Maximum mit Minimum, so erhalten wir, wenn wir von einigen kleinen Unregelmässigkeiten in der Figur absehen, die sich auf die Nordhemisphäre beziehen, die Verhältnisse, welche für die südliche Hemisphäre massgebend sind.

Vertikale Luftströmungen.

Apparate, welche die Existenz und die Geschwindigkeit der vertikalen Luftbewegungen mit Leichtigkeit und genügender Genauigkeit anzugeben im stande wären, fehlen bis jetzt noch, obgleich sie ein sehr dringendes Bedürfnis sind. Nur an sehr wenigen Orten sind die mit bedeutenden Schwierigkeiten verbundenen Messungen ausgeführt worden, so in Upsala und in Zi-ka-wei, so dass wir bei Besprechung dieses Gegenstandes hauptsächlich auf die Theorie angewiesen sind.

Die Beobachtungen in Zi-ka-wei[1]) beziehen sich auf den Winter 1886—1887 und den Sommer 1887. In der folgenden Tabelle ist die Neigung des Windes durch das Verhältnis V:H, Vertikal- und Horizontalkomponente gegeben, wobei die erstere durch den Windneigungsmesser, die letztere durch das Schalenkreuz dss Anemometers erhalten war:

Tägliche Variation der Inklination der Bewegung der Luft, 41 m über dem Boden, Einheiten der vierten Dezimale:

	Mttn.—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12
Winter . .	29	26	44	76	100	99	64	9	—43	—75	—81	—71
Sommer . .	—52	—52	—61	—77	—88	—83	—54	—14	25	47	56	60

[1]) M. Dechevrens: Die Neigung der Windes gegen den Horizont Compt. Rend. T. CVI. 1888

Digitized by Google

	Mttg—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—Mttn.
Winter . .	−62	−61	−67	−71	−65	−47	−19	13	41	57	59	44
Sommer . .	67	78	84	79	63	42	22	−4	−14	−32	−47	−56

Mittlere Neigung Winter: 0,0970 (5° 34′), Sommer: 0,0883 (5° 4′).

„Während ihrer täglichen scheinbaren Bewegung um die Erde gibt die Sonne durch ihre intensive Strahlung auf den Parallelkreisen, welche die grösste Erwärmung erleiden, Veranlassung zu einem Aufblähen der Atmosphäre, das einen Luftstrom längs der beschienenen Meridiane veranlasst. Während der Nacht senken sich die Massen, die sich erhoben haben, und diejenigen, welche anderswo aufgestiegen sind, kehren an ihren ursprünglichen Ort zurück. In einer geringen Distanz vom Mittelpunkte dieser verschiedenen Bewegungen wird die Luft eine aufsteigende Richtung während des Tages annehmen, eine absteigende während der Nacht. Das Umgekehrte wird stattfinden an Orten, die sehr weit entfernt sind. Bei einer Breite von 31° befindet sich Zi-ka-wei abwechselnd in diesen beiden Lagen. Es ist somit nicht zu verwundern, dass dort die Bewegung der Luft während des Tages aufsteigend im Sommer, absteigend im Winter, und umgekehrt während der Nacht absteigend in der warmen, aufsteigend in der kalten Jahreszeit."

Die im Sommer 1885 in Upsala von Ekholm und Hagström angestellten Beobachtungen führten zu folgenden Resultaten:

Höhe	Geschwindigk. horiz.	Geschwindigk. vertik.	Richtung	Luftdruck	Unterwind	
8061	19,4	+5,1	S 87°W	755,1	SW 3,9	Minimum ganz nahe im NW
8009	42,3	+2,6	S 56 W	753,4	WSW 7,9	Isob. parallel, Gradient NW
9223	44,1	+6,1	S 67 W	751,9	WSW 8,2	Minimum Finnmarken
9237	36,5	−1,3	S 80 W	751,7	SSE 4,0	Gradient und Wind unbestimmt
8268	34,5	+2,8	W 15 N	755,5	SSW 2,9	Minimum im WNW
8825	13,5	−1,7	S 36 W	760,2	SSE 4,3	Max. üb. 760 mm üb. ganz Europa.
10604	15,1	−0,8	S 37 W			

Es geht aus diesen Zahlen hervor, dass die vertikale Luftströmung gegen die horizontale eine verhältnismäsig geringe ist, und es scheint, dass die Richtung der Bewegung in der Nähe eines Minimums eine aufsteigende und in der Nachbarschaft eines Maximums eine absteigende ist, also gerade so, wie die Theorie es fordert.

Die Theorie der vertikalen Luftströmungen ist von verschiedenen Seiten behandelt worden; so von W. Thomson, Poisson, Reyhe, Hann, Guldberg und Mohn, Oberbeck, Sprung und anderen, auf deren Untersuchungen wir hier verweisen wollen. Wir wollen uns damit begnügen, hier nur die Hauptresultate jener Untersuchungen wiederzugeben.

Eine Luftmasse kann nur dadurch eine vertikale Bewegung erhalten, dass die sie beeinflussende vertikale Druckdifferenz grösser oder kleiner ist als das Gewicht der Luftmasse, so dass also die vertikale Luftdruckverteilung eine andere ist als diejenige, welche der barometrischen Höhenformel entspricht. Störungen im Gleichgewichte der Atmosphäre werden hervorgebracht insbesondere durch die Aenderungen der Temperatur und der Feuchtigkeit.

Digitized by Google

Setzen wir zunächst eine trockene Atmosphäre voraus, und sehen wir ab von den geringen Aenderungen, die durch die Abnahme der Schwerkraft verursacht werden, so ergibt sich eine Temperatur-Abnahme von 0,993° oder rund 1° mit der Erhebung auf je 100 m. Wenn die Abnahme so ist, ist die Atmosphäre im indifferenten Gleichgewicht. Ist die Temperaturabnahme mit der Höhe geringer als 1° für je 100 m vertikaler Erhebung, so ist das Gleichgewicht ein stabiles, und ein labiles, wenn die Wärmeabnahme mit der Höhe rascher erfolgt. Die Abkühlung der aufsteigenden Luft beträgt fast genau 1° für je 100 m und bleibt dieselbe, von welchem Niveau auch das Aufsteigen stattfindet, oder was auch die anfängliche Temperatur war. Um denselben Betrag erwärmt sich der absteigende Luftstrom. Berücksichtigen wir die durch Hebung der Luft entzogene Wärme, so kann man sagen, dass beim indifferenten Gleichgewichte die oberen und unteren Luftschichten dieselbe Wärmemenge enthalten, während jene beim stabilen einen Wärmeüberschuss, beim labilen einen Wärmemangel aufweisen. In dem Falle eines labilen Gleichgewichtes entstehen auf- und absteigende Luftströmungen um so leichter, je rascher die Temperatur mit der Höhe abnimmt. Das labile Gleichgewicht kommt insbesondere dann vor, wenn die Erdoberfläche durch die Sonne stärker erwärmt wird, also um die Zeit der grössten Tageswärme, wie wir es oben auseinandergesetzt haben. In extremen Fällen kann die Dichtigkeit einer Luftschicht an ihrer Unterseite gleich oder geringer werden als oben. Für den ersteren Fall findet Sprung eine Temperaturabnahme von durchschnittlich 3,42° für 100 m. „Sobald sich die Temperaturabnahme über diese Grenze erhebt, was nur bei vollkommener horizontaler Trennungsfläche beider Schichten möglich ist, ist der Zustand ein derartiger, als wenn Wasser über Oel geschichtet wäre. Jede kleine Störung der Horizontalität muss eine vollkommene Umlagerung der beiden, verschieden schweren Flüssigkeiten herbeiführen."

Ist der emporsteigenden Luft Wasserdampf beigemengt, und findet während des Aufsteigens keine Kondensation statt, so wird zwar die Wärmeabnahme etwas verlangsamt, weil die spezifische Wärme des Wasserdampfes etwas grösser ist, als die der Luft, aber dieser Unterschied ist so unbedeutend (selbst bei den grössten Mengen, die in der Atmosphäre vorkommen, kaum 0,03°), dass man ihn vernachlässigen und den Wert 1° für je 100 m festhalten kann.

Ist aber der aufsteigende Luftstrom mit Wasserdampf gesättigt, so dass dieser fortwährend teilweise kondensiert wird, so wird die Abnahme der Temperatur mit der Höhe durch die bei der Kondensation frei werdende Wärme erheblich verzögert. Die zu der Ausdehnungsarbeit erforderliche Wärme wird hier nur zum Teile der Luftmasse selbst entzogen, während der andere Teil von der Verdampfungswärme bestritten wird. Findet die Kondensation des Wasserdampfes unter dem Gefrierpunkte statt, so kommt noch ein Wärmezuschuss hinzu bei dem Uebergang in den festen Aggregatzustand.

Digitized by Google

Die folgende von Hann entworfene Tabelle gibt in bequemer Weise auf alle Fragen Antwort, die sich auf die Temperatur eines gesättigt feuchten aufsteigenden Luftstromes beziehen:

Wärmeabnahme in gesättigt feuchter aufsteigender Luft für je 100 m Cels.

Anfängl. Druck	Anfängliche Temperatur									Seehöhe bei 0°
mm	−10	−5	0	5	10	15	20	25	30	m
760	0,76	0,69	0,63	0,60	0,54	0,49	0,45	0,41	0,38	20
700	0,74	0,68	0,62	0,59	0,53	0,48	0,44	0,40	0,37	680
600	0,71	0,65	0,58	0,55	0,49	0,44	0,40	0,37	—	1910
500	0,68	0,62	0,55	0,52	0,46	0,41	0,38	—	—	3360
400	0,63	0,57	0,50	0,47	0,42	0,38	—	—	—	5150
300	0,57	0,51	0,44	0,42	—	—	—	—	—	7430
200	0,49	0,43	0,38	—	—	—	—	—	—	10670

Gramme Wasserdampfes in einem Kilogramm gesättigt feuchter Luft:

mm	−10	−5	0	5	10	15	20	25	30	Seehöhe bei 0° m
760	1,7	2,6	3,8	5,4	7,6	10,5	14,4	19,5	26,3	20
600	2,2	3,2	4,8	6,8	9,6	13,3	18,3	24,8	—	1910
400	3,2	4,8	7,2	10,2	14,4	20,0	—	—	—	5150
200	6,5	9,7	—	—	—	—	—	—	—	10670

Ist die aufsteigende Luft nicht mit Wasserdampf gesättigt, so erfolgt die Abkühlung anfänglich bis zur Sättigung wie bei trockener Luft, und die Werte obiger Tabelle kommen zur Geltung, sobald die Abkühlung den Taupunkt erreicht hat.

Steigt z. B. ein gesättigt feuchter Luftstrom mit einer Anfangstemperatur von 15° zu einer Höhe von 3000 m auf, so wird er angenähert um $0{,}49 \times 30 = 14{,}7°$ abgekühlt, oder seine Temperatur ist noch 0,3°. Ein trockener Luftstrom würde sich unter sonst gleichen Verhältnissen um 30° abkühlen, also Unterschiede, die ganz bedeutend ins Gewicht fallen müssen. Bei dem absteigenden Luftstrom kann eine Kondensation des Wasserdampfes nicht eintreten, die Luft wird wärmer und trockener, wie es bei den Föhnerscheinungen der Fall ist, die wir weiter unten noch besprechen werden.

Die Wärmeabnahme mit der Höhe erfolgt in der Regel langsamer als diejenige beim trockenen aufsteigenden Luftstrome und daher wird bei trockener Luft der Auftrieb rasch erlahmen, so dass das Aufsteigen zu grösseren Höhen ohne Kondensation nur selten möglich ist. Ist aber der aufsteigende Luftstrom feucht, so erfolgt das Aufsteigen bis zur Erreichung des Taupunktes, wie bei trockener Luft, dann aber, wenn die Kondensation eintritt, verlangsamt sich bedeutend die Abkühlung und der Auftrieb erhält stets wieder neue Impulse. So kann die Luft zu ganz bedeutenden Höhen aufsteigen, um so mehr, je höher ihr Taupunkt liegt.

Digitized by Google

Fallwinde.

Eine absteigende Luftmasse, welcher Wasserdampf beigemengt ist, wird durch die Verdichtung, die sie beim Abstiege erleidet, um nahezu 1° auf 100 m erwärmt, während die Temperaturabnahme mit der Höhe in der ruhenden Atmosphäre im Sommer etwa 0,6, im Winter etwa 0,4 m beträgt. Im allgemeinen wird also eine absteigende Luftbewegung, oder ein Fallwind Erwärmung in die unteren Schichten bringen. Indessen sind die eben angegebenen Werte für die Temperaturabnahme mit der Höhe keineswegs immer dieselben, sondern sie variieren innerhalb ziemlich weiter Grenzen. Es können hierbei die bereits oben unterschiedenen Fälle des stabilen, indifferenten und des labilen Gleichgewichtes vorkommen, je nachdem die Temperaturabnahme mit der Höhe grösser, ebensogross, oder kleiner ist als 1° auf 100 m. Im ersteren Falle wird dann ein Fallwind die Temperatur erhöhen, im zweiten Falle dieselbe unverändert lassen und im dritten Falle wird seine Wirkung eine abkühlende sein. Wenn auch der Zustand des stabilen Gleichgewichtes die Regel ist und die anderen Zustände in der freien Atmosphäre durch vertikale Strömungen, im Gebirge durch Tag- und Nachtwinde, leicht in den ersteren Zustand übergeführt werden, so kommen dennoch, namentlich im Gebirge, viele Fälle vor, in welchen die Ausgleichung in grösserem Massstabe und gewissermassen gewaltsam erfolgt. Solche Winde, welche von den Gebirgskämmen in die Thäler und Niederungen hinabwehen, nennt man Föhnwinde, wenn sie erwärmend wirken, und boraartige Winde, wenn sie mit Abkühlung verbunden sind.

Betrachten wir zuerst den Föhnwind, welcher vielen Gebirgsgegenden unserer Erde eigen ist und welcher selbst im nördlichen Europa nicht fehlt, wobei ich meine Erörterungen hauptsächlich an die epochemachenden Arbeiten von Hann anlehne.

Der Föhn unserer Alpen ist ein warmer, trockener Wind, welcher mit grosser Heftigkeit von den Kämmen aus SE oder S herabstürzt. Das Hauptgebiet des Föhn liegt zwischen Genf und Salzburg unmittelbar an die Hauptalpenkette angelehnt, und mit der Entfernung von dieser an Stärke abnehmend. Im oberen Teile der Thäler des Rheins, der Linth, der Reuss und im unteren Rhonethal steigert er sich zuweilen bis zum Orkan.

Am häufigsten weht der Föhn im Herbst und Winter, am seltensten im Sommer, wobei auf das Jahr im Mittel 30 bis 40 Föhntage fallen. Die Wirkungen des Föhn auf Temperatur und Feuchtigkeit sind ausserordentlich gross, wenn jener mit einiger Stärke auftritt. Um diese zu veranschaulichen, wählen wir als Beispiel den Föhn vom 1., 4., 7.—8. Januar 1877 in der Schweiz:

		Temperatur			Rel. Feuchtigkeit			Wind
		7h	1h	9h	7°	1h	9h	Mittel
Mittel	Altdorf . . .	13,8	15,8	13,0	31	29	42	S
	Altstätten . .	15,1	16,0	14,0	25	29	35	SSW

Digitized by Google

Die Abweichung der Temperatur vom mittleren Werte betrug zu Altstätten am 1. Januar 17,1° und am 8. 17,2° und fast ebenso gross war sie auch in Altdorf. Die relative Feuchtigkeit war nach obigen Zahlen ausserordentlich klein.

Der Ursprung des Föhns wurde von den schweizerischen Naturforschern in der Sahara als der Gegend grösster Hitze und Trockenheit gesucht, während Dove den Föhn als den herabgekommenen Passat ansah, der durch die ungeheuren Niederschläge, welche er erzeugt, seine Wiege, das warme Karibische Meer, verräth. Zwar erkannte Dove die Erwärmung der herabsinkenden Luftmassen des Aequatorialstromes, allein die physikalischen Ursachen dieser Erscheinungen erwähnt Dove nicht.

Die gleichzeitigen Beobachtungen auf der Nord- und Südseite der Alpen widerlegen entschieden die eben erwähnten Ansichten. Dass der Föhn nicht der Sahara entstammen kann, geht schon daraus hervor, dass der Föhn hauptsächlich im Winter auftritt und die Sahara nur im Sommer heiss ist. Ferner sind, bei der Herrschaft des Föhns auf der Nordseite der Alpen, die Witterungserscheinungen auf der Südseite jenen auf der Nordseite gerade entgegengesetzt: im Norden warm und trocken, im Süden feucht bei wenig veränderten Temperaturverhältnissen und nach Einsetzen des Föhns mit ganz erheblichen Niederschlägen. Auch ist auf den Alpenkämmen, wenn der Föhn in die Thäler stürzt, ein warmer trockener Südwind nicht bemerkbar, denn die Temperatur steigt wesentlich nicht und die Feuchtigkeit der Luft zeigt keine wesentliche Aenderung. Die hohe Temperatur und die grosse Trockenheit stammen nicht aus der Höhe, sondern bilden sich nach und nach, während der Föhnwind in die Thäler niederfällt, wie dieses aus den Beobachtungen in verschiedenen Höhen im Föhngebiete ganz deutlich hervorgeht. Fügen wir noch hinzu, dass auch auf der Südseite der Alpen föhnartige Erscheinungen vorkommen und dass auch Grönland seinen Föhn hat, so dürften jene Ansichten als völlig unhaltbar erscheinen.

Aus diesen Thatsachen geht hervor, dass die Entstehung und das Verhalten des Föhns in den Gebirgen selbst zu suchen sind. Seine Erklärung folgt einfach aus den Gesetzen, die wir oben für absteigende Luftströme angegeben haben. Mit der Anwendung der Gesetze der mechanischen Wärmetheorie auf die Föhnerscheinungen betrat die Meteorologie ein neues fruchtbares Feld, welches für die Entwickelung der meteorologischen Wissenschaft sich immer ergiebig zeigt.

Die erste richtige Erklärung des Föhns, welche allerdings nicht mit der mechanischen Wärmetheorie in Beziehung gebracht wurde, ist zu Anfang der fünfziger Jahre von Espy gegeben worden*).

„The theory also," sagt Espy, „would indicate that during the great rains that take place north of the head of the golf of Venice, and south of the Carnic Alpe, there would be felt on the north

*) Philosophy of Storms, 1841; siehe Met. Zeitschrift 1885, S. 393.

Digitized by Google

slope of these Alps a very hot, dry wind, such as the sirocco is described to be".

Etwa 19 Jahre später (1865) veröffentlichte Helmholtz einen populär-wissenschaftlichen Vortrag „Ueber Eis- und Gletscherbildung", in welchem eine Erklärung der Föhnerscheinungen gegeben wurde und zwar mit Rücksicht auf die mechanische Wärmetheorie. Obgleich diese Erklärung die richtige war, so blieb sie, als eine nebenbei gegebene Bemerkung in einem populär-wissenschaftlichen Vortrag ohne eine besondere Wirkung, zumal es sich bei dem damaligen Stadium der Föhnfrage hauptsächlich um die Erklärung der Trockenheit handelte, welche in dem Helmholtz'schen Vortrage nicht erwähnt wird.

Unabhängig von Espy und Helmholtz stellte Hann die jetzt allgemein angenommene Föhntheorie auf, wobei er zuerst durch Beobachtungen nachwies, dass alle anderen Erklärungsversuche ausgeschlossen werden müssten, und dass nur die thermodynamische Theorie des Föhns alle Erscheinungen erkläre.

Die Föhnerscheinungen stehen in einem innigen Zusammenhange mit den atmosphärischen Vorgängen, die sich nördlich von den Alpen abspielen. Wenn wir die täglichen Wetterkarten von Europa verfolgen, so werden wir fast auf jeder Karte barometrische Depressionen antreffen, welche mit grösserer oder geringerer Geschwindigkeit über Nordeuropa meist in westöstlicher Richtung hinweggehen. Diese wirken aspirierend auf die Luft über den südlich davon gelegenen Gegenden, so dass also die Luft beim Vorübergange der Depression als SE- oder als SW-Wind zuströmt. Auch aus dem Alpenvorland wird die Luft nach dem Orte des tiefsten Luftdrucks hingezogen, während die Luft aus den Alpenthälern zum Ersatze herbeiströmt. Ein direkter Zufluss der Luft aus den auf der Südseite der Alpen gelegenen Gegenden wird durch die hohen Alpenkämme gehindert, und so müssen dann die Luftmassen, wenn der Druckunterschied zwischen Nord und Süd immer mehr zunimmt, von den Alpenkämmen in die Thäler hinabstürzen und so die Föhnerscheinungen hervorbringen. Die orkanartige Heftigkeit der Föhnstösse, deren oft merkwürdig lokale Beschränkung und grosse Unregelmässigkeit erklären sich aus der Entstehungsart und aus dem verschiedenen Einfluss der Bodengestaltung.

Obgleich die Depressionen, welche über dem Mittelmeer häufig vorkommen, in der Regel viel schwächer sind, als diejenigen, die über Nordeuropa hinwegziehen, so können sie doch in den südlichen Alpenthälern Nordföhn erzeugen, welcher sich zuweilen noch in Mailand fühlbar macht. Indessen tritt der Nordföhn in der Regel viel schwächer auf, als der Südföhn, wenn auch sonst die Erscheinung dieselbe ist.

Dass die Föhnerscheinungen im Sommer nicht so intensiv und weniger häufig sind als im Winter, folgt aus der Thatsache, dass die Wärmeabnahme mit der Höhe im Sommer erheblich rascher ist, als im Winter und dass die Depressionen über Nordeuropa eine viel geringere Tiefe haben als im Winter, so dass also im Sommer die Aspiration der Luft nach Norden hin verhältnismässig unbedeutend ist.

Digitized by Google

Aus der Föhntheorie folgt unmittelbar, dass überall dort Föhnerscheinungen auftreten müssen, wo hohe Gebirgskämme sich erheben und wo infolge der barometrischen Minima ein Luftaustausch zwischen den beiden Seiten des Gebirges stattfindet. In den Tropen, wo barometrische Minima nur selten auftreten, dürften die Föhnerscheinungen ebenso selten auftreten, nur dann, wenn die tropischen Wirbelstürme höheren Gebirgszügen sich nähern.

Ausser in den Alpen kommen Föhnwinde vor an den Nordabhängen der Pyrenäen und an der Südküste des Biscayischen Busens, in Siebenbürgen, am Südufer des Kaspischen Meeres, in Ostsibirien, Indien, im oberen Missourithal, auf der Südinsel von Neuseeland, auf Grönland und in vielen anderen Gebirgsgegenden. In Grönland hat der Föhn dadurch ein ganz besonderes Interesse, weil er über das völlig vergletscherte Innere Grönlands herüberkommt und als sehr warmer SE-Wind mit Sturmesstärke in die Fjorde herabstürzt, die Temperatur im Winter durchschnittlich um 12—20°, im Herbst und Frühling etwa um 11° erhöhend.

Kalte Fallwinde sind der Mistral im südlichen Frankreich und die Bora an der istrischen und dalmatinischen Küste und am Südwestfusse des Kaukasus am Schwarzen Meere. Die Entstehung dieser Winde liegt in den grossen Temperaturgegensätzen im Winter zwischen dem Mittelmeerbecken und den schneebedeckten Bergen auf der Nordseite, so dass die häufig auftretenden nördlichen Winde zeitweise mit ausserordentlicher Heftigkeit wehen, und in heftigen Stössen, Kälte verbreitend und an Trockenheit zunehmend, nach dem Meere hin hinabstürzen.

Der Mistral ist besonders häufig und heftig im unteren Rhonethal, wo die kalte Luft einen natürlichen Abzugskanal findet. Er tritt dann besonders auf, wenn über Frankreich ein Gebiet hohen Luftdrucks sich lagert, während im westlichen Mittelmeer der Luftdruck abnimmt, so dass also nördliche Winde sich entwickeln können. Nicht selten verdankt der Mistral seine Entstehung lokalen Ursachen, wenn beispielsweise lokale Luftdruckdifferenzen entstehen. Dass auch die tägliche Periode der Erwärmung auf die Entstehung und das weitere Verhalten des Mistrals eine Rolle spielt, geht aus der Thatsache hervor, dass derselbe sehr häufig am Morgen sich erhebt, mit der Erwärmung zunimmt und am Abend wieder abflaut.

In bedeutend höherem Grade ist die Bora des Adriatischen Meeres ein Fallwind. Der Entstehungsgrund der Bora ist demjenigen des Mistrals ganz ähnlich. Auch hier ist es die Wechselwirkung eines barometrischen Minimums über dem Mittelmeer und eines Maximums im Norden, welche diesen Wind verursacht. Die Bora weht als trocken-kalter NE-Wind in heftigen Böen im Adriagebiete von Triest bis gegen Albanien hin. Wenn die Bora bei heiterem Himmel ausbricht, so erscheinen gewöhnlich über den Gebirgskämmen, von denen sie herabstürzt, Haufenwolken, welche immer mehr an Umfang zunehmen und eine dichte Wolkendecke bilden, welche erst verschwindet, wenn die Bora zu wehen aufgehört hat.

Die Entstehung der Bora kann auch einen andern Grund haben.

Digitized by Google

Im Winter sammelt sich nicht selten die kalte Luft in den Thälern an und zwar in einem Masse, dass die Thäler bis an den Rand des Kammes angefüllt sind. Bei noch weiterer Abkühlung fliesst die Luft über die Kämme hinaus ab und stürzt sich mit Heftigkeit in die relativ warmen Niederungen, während die ebenfalls kalten Luftmassen zum Ersatze dem Randgebiete zuströmen.

Am Schlusse dieses Kapitels wollen wir noch einige lokale Winde erwähnen, welche für die Gegenden, in welchen sie wehen, charakteristisch sind.

Der Scirocco ist ein schwüler, Regen bringender Wind aus südlicher Richtung, welcher im Winterhalbjahr (während der Regenzeit im mediterranen Gebiete) an der Ostseite barometrischer Depressionen in Italien auftritt. Seine Wärme und Feuchtigkeit verdankt er seiner Ursprungsstätte auf den südlicher gelegenen Meeren. Sehr verschieden hiervon ist ein heisser und sehr trockener SE- bis SW-Wind, welcher in allen Jahreszeiten, insbesondere aber in den Frühlingsmonaten in Sizilien und an der Südspitze Italiens vorkommt. Häufig führt dieser Wind einen feinen rötlichen Staub mit sich, welcher nach Fischer in den meisten Fällen wahrscheinlich der Sahara entstammt. Seine Wirkung auf die Vegetation, insbesondere zur Blütezeit des Weinstockes und der Olive, ist eine sehr verderbliche. Aehnlichkeit mit diesem Winde hat der Levèche in Spanien, ein heisser, trockener Südwind, welcher sich auf die südöstlichen Küsten von Spanien beschränkt. Noch über 80 Meilen westwärts von der afrikanischen Küste weht zuweilen ein heisser, trockener östlicher Wind, welcher rötlichen Staub mit sich führt und Leste genannt wird.

Die Wüstenwinde in Nordafrika, Arabien und Syrien erhalten zuweilen eine ausserordentliche Heftigkeit, insbesondere Ende Juli und Anfang August. In Aegypten werden diese Winde Chamsin, im übrigen meist Samum genannt. „Der Wüstensturm hebt schwere Staub- und Sandwolken auf, die Temperatur steigt bis 50° und darüber. Der Horizont verschwindet in dickem Dunste, der Himmel ist verschleiert, die Sonne bleich und wirft keinen Schatten, die Atmosphäre, staubig und glühend, nimmt eine gleichmässig rötliche Farbe an. Der aufgewirbelte Sand ist dabei (infolge der Reibung) oft sehr stark elektrisch geladen. Man hat dem Samum früher giftige Eigenschaften zugeschrieben, es ist aber wohl nur der hohe Grad von der Hitze und Trockenheit, durch welche dieser Wüstenwind gefährlich werden kann“ (Hann). Die hohe Wärme dieses Windes ist erklärlich, da sich der Wüstensand am Boden bis über 70° erwärmen kann, so dass die vom Winde mitgerissenen Sandteilchen die Luft ausserordentlich stark erwärmen müssen.

Ausserdem erwähnen wir noch die heissen Nordwestwinde, welche im März und April am Tage das Gangesthal hinabwehen, und die heissen, trockenen Nordwinde Australiens, welche insbesondere der Südküste im südhemisphärischen Sommer eigentümlich sind. Bei ihrer Herrschaft erhebt sich nach Neumayer die Temperatur in Melbourne durchschnittlich um 15° über den Normalwert, während die Feuchtigkeit auf 26 % herabsinkt.

Digitized by Google

Die Stürme in den russischen Steppen werden Burane genant. Im Sommer ist der Buran heiss, trocken und dichten Staub mit sich führend, im Winter kalt und von dichten Schneemassen begleitet. „Während eines heftigen Winterburans verlieren Menschen und Tiere völlig jede Orientierung. Die Leute erfrieren wenige Hundert Schritte von ihren Wohnungen, bisweilen selbst auf den Strassen der Dörfer. Das Vieh flieht vor dem Winde und läuft ohne anzuhalten vielleicht 100 Werst und nicht selten stürzt es in Abgründe oder über steile Ufer hinab und kommt um. Der Schaden, den ein Buran zuweilen in den Viehherden anrichtet, ist ein ungeheurer. Selbst noch in den Steppen der Krim kommen gelegentlich Burane vor, die vielen Schaden im Viehstand zur Folge haben."

An der Guineaküste bildet der Harmattan eine bemerkenswerte Eigentümlichkeit des Klimas, ein kühler, trockener Staubwind, welcher im Dezember und Januar am häufigsten dort vorkommt und aus östlicher Richtung weht.

Einen boraartigen Charakter haben die in Texas so sehr gefürchteten Northers, die bei nach Süden hin abnehmendem Luftdrucke und nach derselben Richtung hin rasch ansteigender Temperatur vielfach ausserordentlich heftig auftreten und die auf der Rückseite von Depressionen ostwärts fortschreiten.

Bemerkenswert sind die jähen Temperaturänderungen, welche das Wehen des Northers begleiten: oft fällt die Temperatur plötzlich von 25° auf den Gefrierpunkt herab.

VI. Die Niederschläge.

Bei Besprechung des Feuchtigkeitsgehaltes der Luft wurde bemerkt, dass die Luft nur eine gewisse Menge Wasserdampf aufnehmen kann, und dass diese Menge proportional der Temperatur zunimmt. Wird nun ein Quantum Luft durch irgend welche Ursache abgekühlt, ohne dass ihr absoluter Wasserdampfgehalt geändert wird, so nimmt ihre relative Feuchtigkeit zu, bis bei weiterer Abkühlung ihre Temperatur auf den Taupunkt herabgesunken ist. Jede weitere Temperaturerniedrigung hat zur Folge, dass ein Teil des Wasserdampfes sich ausscheidet, so dass nur so viel Wasserdampf zurückbleibt, dass er die Luft noch gerade sättigt. Der ausgeschiedene Wasserdampf geht entweder in den tropfbar-flüssigen Zustand über, oder in den festen, wenn der Kondensationsprozess unter dem Gefrierpunkte erfolgte, und die dabei frei werdende Wärme nicht hinreichte, das Gefrieren zu hindern. Kondensierten Wasserdampf nennen wir Niederschlag. Nach der verschiedenen Art der Bildung der Niederschläge nehmen diese eine verschiedene Form an und daher unterscheiden wir auch verschiedene Niederschlagsformen wie Tau und

Digitized by Google

Reif, Nebel und Wolken, Regen und Schnee, Graupeln und Hagel. Ehe wir zur Betrachtung dieser einzelnen Formen übergehen, wollen wir zuerst die Bedingungen uns klar machen, unter welchen Niederschlag überhaupt sich bildet.

Vorzüglich sind es drei Ursachen, welche die Kondensation der Wasserdämpfe in der Luft bewirken, nämlich der aufsteigende Luftstrom, die Mischung ungleich warmer Luftmassen und endlich die Abkühlung der Luft am Orte selbst. Die erste Ursache wurde bereits oben besprochen. Ein aufsteigender Luftstrom entsteht durch Erwärmung der unteren Luftschichten, wie es am Tage durch die Sonnenstrahlung geschieht, ferner durch die spiralförmige Bewegung der Luft um ein barometrisches Minimum, wobei die Luft eine aufsteigende Bewegung annimmt, und bei ursprünglich horizontalen Luftströmungen, welche gezwungen werden, Gebirgszüge zu überschreiten. Ist die Anfangstemperatur der Luft und die Feuchtigkeit, sowie die Geschwindigkeit des aufsteigenden Luftstromes gegeben, so kann man nach dem Seite 162 Gesagten hieraus die Niederschlagsmengen berechnen, welche sich beim Aufsteigen ausscheiden müssen. Nehmen wir wie oben an, eine mit Wasserdampf gesättigte Luftmasse habe im Meeresniveau und in unseren Breiten eine Temperatur von 15°, so beträgt der Dampfdruck 12,1 mm und das Gewicht des Wasserdampfes 12,7 gr für jedes Kubikmeter. Steigt nun diese Luft in eine Höhe von 3000 m, so wird sie angenähert um $0{,}49 \cdot 30 = 14{,}7°$ abgekühlt, oder ihre Temperatur ist noch 0,3°. In dieser Höhe beträgt aber die Wärmeabnahme 0,55°, also die mittlere Wärmeabnahme 0,52°, und die Temperatur bei 3000 m = — 0,4°. Bei dieser Temperatur ist aber der Dampfdruck 4,5 mm und das Gewicht des Wasserdampfes noch 3,2 gr; also sind in dieser Höhe 9,5 gr Wasserdampf ausgeschieden. Nehmen wir ferner als vertikale Geschwindigkeit des aufsteigenden Luftstromes nur 1 m p. s. an, so werden sich in der Minute von jedem Quadratmeter 60 kbm Luft erheben. Hieraus berechnet sich die Menge des Niederschlages für jeden Querschnitt von einem Quadratmeter und jede Minute zu $60 \cdot 9{,}5 = 570$ gr und für jede Stunde zu 34,2 kg, so dass also hieraus die beträchtliche Regenhöhe von 34 mm resultieren würde, die in einer Stunde gefallen wäre. Man sieht also aus diesem Beispiele, dass selbst bei sehr mässiger vertikaler Luftbewegung sehr erhebliche Niederschläge sich bilden können. Wäre im obigen Falle der Luftstrom trocken gewesen, so würde er sich unter sonst gleichem Volumen um 30°, statt 15,4° abgekühlt haben. Die Abkühlung des nicht ganz mit Wasserdampf gesättigten Luftstromes erfolgt verhältnismässig rasch, und verlangsamt sich erheblich, wenn die Kondensation ihren Anfang nimmt. Auch hier kann die Menge des ausgeschiedenen Wasserdampfes sehr leicht durch Rechnung gefunden werden.

Die grössten und ausgebreitetsten Niederschläge werden im allgemeinen durch aufsteigende Luftströme verursacht, viel geringer sind diejenigen, welche durch die Mischung ungleich warmer Luftmassen entstehen. Denken wir uns 2 kbm mit Wasserdampf

Digitized by Google

gesättigter Luft nebeneinander mit den Temperaturen 14° und 10°, so enthalten sie beziehungsweise 11,99 + 9,36 = 21,35 gr Wasserdampf. Findet nun eine Mischung statt, so wird die Temperatur der Mischung 12°, bei welcher Temperatur die Luft aber nur 10,61 gr pro Kubikmeter (also 2 kbm = 21,22 gr) aufnehmen kann, so dass also noch nicht 0,13 gr aus der Mischung sich ansscheiden müssen, da hier die Kondensationswärme noch in Betracht fällt. Ausserdem muss hier noch berücksichtigt werden, dass die Mischung der Luftmassen nur sehr langsam von statten geht, so dass also die Niederschläge bei der Mischung verschieden warmer Luftmassen wenigstens in kurzer Zeit nicht sehr ergiebig sein können.

Erkaltet die Luft am Orte selbst, z. B. durch Berührung mit der durch Ausstrahlung erkalteten Erdoberfläche, so entsteht Niederschlag, wenn dabei die Lufttemperatur unter den Taupunkt sinkt.

Tau und Reif.

Tau nennt man den Niederschlag am Erdboden, welcher dadurch entsteht, dass die dem Erdboden aufliegende Luftschicht unter den Taupunkt abgekühlt wird. Die Hauptursachen der Taubildung sind folgende zwei: die Erkaltung der an der Erdoberfläche befindlichen Körper unter die Temperatur der umgebenden Luft durch Ausstrahlung und dann die durch Verdunstung des Bodens und der Pflanzen erzeugte Abkühlung, welche beide meistens zusammenwirken. Durch die am Boden vor sich gehende Abkühlung wächst daselbst die relative Feuchtigkeit und die Temperatur nähert sich nach und nach dem Taupunkte. Ist dieser erreicht und geht die Abkühlung immer weiter vor sich, so scheidet sich der Wasserdampf ununterbrochen aus, wobei der Dampfdruck immer geringer wird. Der Verlust an Wasserdampf wird wahrscheinlich durch Diffusion aus den oberen dampfreicheren Schichten ersetzt, so dass die Abnahme der Feuchtigkeitsmenge von unten nach oben hin langsam vor sich geht. Während der Taubildung kann die Temperatur der Erdoberfläche oft ganz erheblich niedriger sein, als die der unmittelbar aufliegenden Luftschichten. So fand Alvord[1]) den Erdboden nicht selten 3 bis 4,5° kälter, als die Luft in 0,1 m Höhe.

Nach Aitken[2]) stammt der Wasserdampf, der sich als Tau niederschlägt, wenigstens zum grösseren Teil aus dem Erdboden und nicht aus der Luft. Aitken stützt diese Behauptung durch die Beobachtung, dass auf der Unterseite kleiner ausgestellter Schalen die Betauung grösser war, als auf der Oberseite, und dass ferner ein gewogenes Stück Erde, das mit dem Erdboden in Kontakt blieb, an Gewicht verlor, während die über demselben sich neigenden Gräser betaut wurden. Auch scheint ein Teil des Taues, der sich an den Pflanzen bildet, von diesen selbst ausgeschieden zu werden, da der

[1]) Siehe Science, vol. VIII, 1886, S. 207.
[2]) Siehe Nature, 1885, S. 256.

Digitized by Google

Tau sich oft auf die Mündungen bestimmter Organe an der Blattoberfläche beschränkt. Die Ansichten Aitken's haben allerdings viel für sich, indessen bedürfen dieselben zum Nachweise ihrer zweifellosen Gültigkeit wohl noch einer weiteren Begründung.

Der Taubildung sind alle Umstände günstig, wodurch die Ausstrahlung und die Verdunstung befördert wird: also klare Luft und ein feuchter, die Wärme leicht ausstrahlender Boden (Rasen). Bei windigem Wetter pflegt der Tau sich nicht einzustellen, weil die Luft zu kurze Zeit mit dem Boden in Berührung bleibt, um erheblich genug sich abzukühlen und eine Kondensation des Wasserdampfes herbeizuführen.

Die Messungen der Taumengen sind mit ausserordentlichen Schwierigkeiten verknüpft, und es fehlen bis jetzt noch genügende Apparate zur Taubestimmung, da die Berücksichtigung aller beeinflussenden Umstände kaum durchgeführt werden kann.

Erfolgt die Kondensation bei einer Temperatur, welche unter dem Gefrierpunkte liegt, so bildet sich der Niederschlag in fester Form, und wir nennen ihn dann Reif. Nach den Untersuchungen von Aitken[1]) ist die gewöhnliche Vorstellung, dass der Reif gefrorener Tau sei, nicht ganz berechtigt, und sind auch die Bedingungen, unter welchen sich beide Niederschlagsformen bilden, nicht dieselben, was schon daraus hervorgeht, dass eine in der Nähe des Bodens exponierte Glasplatte in einer Taunacht an der dem Winde zugekehrten Seite keinen Tau zeigt, dagegen in einer zur Reifbildung günstigen Nacht an dieser Seite gerade die stärkste Reifbildung aufweist. Aus den Untersuchungen, namentlich von Ramsay und Young, geht hervor, dass, wenn Eis und Wasser auf dieselbe Temperatur abgekühlt werden, die Dampfspannung des Eises geringer ist, als die des Wassers. Befinden sich also eine Oberfläche von Eis und eine von Wasser nebeneinander, so wird, gleiche Temperaturen vorausgesetzt, der Dampf vom Wasser zum Eise übergehen, weil die Luft, die für eine Wasseroberfläche gesättigt ist, für eine Eisfläche schon die Sättigung überschritten hat.

Wenn die Luft sich abkühlt, so erfolgt die Verdichtung an den in derselben stets vorhandenen feinen Staubteilchen, es entsteht Nebel. Diese Nebelteilchen scheinen auch bei Frostwetter nicht fest, sondern flüssig zu sein, wenigstens gibt es keine optische oder eine andere Erscheinung, welche auf den festen Zustand hinwiese, und zudem ist bekannt, dass Wasser auch in Berührung mit festen Oberflächen sehr weit unter dem Gefrierpunkte flüssig bleiben kann. Der Druck des Wasserdampfes in der Luft entspricht somit dem einer flüssigen Oberfläche und wird also grösser sein, als der Dampfdruck für Eis bei derselben Temperatur. Kommt nun die Luft in Berührung mit einer Eisoberfläche, so wird sie einen Teil ihres Wasserdampfes ausscheiden und dieser Teil wird in Reif übergehen. Daher ist erklärlich, dass der Reif (Rauhreif oder Rauhfrost) nach der Richtung hin anwächst, aus welcher die Luft den Gegenständen

[1]) Proc. of the Roy. Soc. of Edinb. Vol. XIV, S. 121.

Digitized by Google

zugeführt wird, während bei der Taubildung besondere Umstände die Kondensation verursachen.

Wenn bei Windstille die Luft mit Wasserdampf nahezu gesättigt ist, finden sich die Körper allseitig mit Reif bedeckt, dagegen bei lebhafterem Winde und blauem Himmel und nicht gesättigter Luft findet die Reifbildung nur sehr allmählich statt. Es bedarf längerer Zeit, ehe die Oberflächen sich hinreichend abgekühlt haben, dass die Ausscheidung der Feuchtigkeit erfolgen kann. Bei ganz klarem Himmel, oder unter Umständen, in welchen reichliche Taubildung eintritt, beobachtete Aitken nie starke Reifbildung. In allen Fällen, in welchen die Bäume und alle exponierten Oberflächen in Reif gehüllt waren, scheint eine dicke nebelige Luft bei diesem Vorgange vorhanden gewesen zu sein. Ueberhaupt scheint dichter Nebel für das Wachstum des Rauhfrostes notwendig zu sein. Nebelnächte können wohl Reif, aber keinen Tau bringen, dagegen die Taubildung erfordert klare ruhige Luft, welche der Ausstrahlung und der Abkühlung der Gegenstände am Boden günstig ist, während jene für die Rauhfrostbildung nicht nötig ist. Die Reifbildung um Zweige erfolgt in der durch Fig. 36 veranschaulichten Weise, worin der Pfeil die Windrichtung angibt, so dass also der Reif gegen den Wind wächst.

Fig 36.

Die Kondensation des Wasserdampfes bei der Tau- und Reifbildung wirkt der weiteren Erkaltung der Körper am Erdboden entgegen, indem durch diesen Prozess eine mehr oder weniger reichliche Menge Wärme frei wird, die vorher nicht zur Wirksamkeit gelangte, so dass aus diesem Verhalten die praktisch wichtige Folgerung gezogen werden kann, dass auch bei klarer Nacht um so weniger Nachtfrost zu befürchten ist, je weiter der Taupunkt über dem Gefrierpunkt liegt. Sobald bei der erkaltenden Luft der Taupunkt erreicht ist, wird der weitere Wärmeverlust durch die Kondensationswärme ganz oder fast ganz gedeckt, so dass die weitere Abkühlung entweder ganz aufhört, oder sich doch sehr verlangsamt, um so mehr, als auch nach Erreichung des Taupunktes ein die Abkühlung sehr begünstigendes Moment, nämlich die Verdunstung, in Wegfall kommt.

Aus dem eben Erörterten geht hervor, dass es für den Landwirt und Gärtner und überhaupt solche, welche sich vor den schädlichen Wirkungen des Nachtfrostes schützen wollen, von grosser Bedeutung ist, die Feuchtigkeitsverhältnisse der Luft und insbesondere die Lage des Taupunktes in den kritischen Zeiten zu kennen, um hieraus Folgerungen über die grössere oder geringere Wahrscheinlichkeit des Eintreffens von Nachtfrösten zu ziehen [1]). Ueber die Lage des Taupunktes gibt uns das Psychrometer Auskunft.

---

[1]) Eine klare Auseinandersetzung gibt Lang in Zeitschr. des landwirtschaftlichen Vereins, München 1884, Märzheft. Siehe auch Beobachtungen der meteorologischen Stationen im Königr. Bayern, Bd. X.

Digitized by Google

Nehmen wir als Grundsatz an, dass Nachtfrost dann eintritt, oder zu befürchten ist, wenn der Taupunkt unter 0 liegt, so lässt sich leicht eine kleine Tabelle entwerfen über diejenige Grösse der Psychrometerdifferenz und der relativen Feuchtigkeit, welche bei verschiedenen Temperaturen einem Taupunkte von 0°, oder einem Dampfdrucke von 4,6 mm entsprechen. Es ist Gefahr vor Nachtfrost vorhanden, wenn

bei einer Temperatur von	14°	12°	10°	8°	6°	4°	2°
die Angaben des trockenen und feuchten Thermometers differieren um mindestens	5,8	4,9	4,0	3,1	2,3	1,5	0,7°
und die rel. Feuchtigkeit höchstens beträgt	39	44	50	58	66	75	87%

Dabei wird nun vorausgesetzt, dass die in den Nachmittagsstunden anzustellende Beobachtung in Bezug auf den Dampfdruck auch für die kältesten Nachtstunden Gültigkeit habe, so dass jener derselbe bleibt. Indessen ist diese Voraussetzung nicht ganz richtig, indem der Taupunkt zur Zeit des nächtlichen Minimums im Durchschnitt niedriger liegt, als in den Nachmittagsstunden. Diese Differenz betrug nach Köppen für den Monat Mai und für die Stationen München, Petersburg, Tiflis, Barnaul, Sitka und Melbourne 1—2°, bezogen auf die Beobachtungen um 6 p. m, welche Differenz bei der Aufstellung der Prognose auf Frostwetter wohl berücksichtigt werden muss.

Aus der Thatsache, dass die Differenz zwischen der Temperatur des feuchten Thermometers in irgend einer Nachmittagsstunde und des darauffolgenden nächtlichen Minimums im Mittel während des ganzen Jahres nahezu konstant bleibt, folgerte Kammermann eine neue Methode zur Bestimmung des Nachtfrostes, welche vor allem den Vorzug grösster Einfachheit für sich hat, indem er die Beobachtung des feuchten Thermometers zu Grunde legte. Nach den Beobachtungen in Genf ergeben sich aus den Mittelwerten folgende Differenzen zwischen der Temperatur des feuchten Thermometers und dem nächtlichen Minimum:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Diff.	3,7	4,3	4,3	4,1	4,1	4,0	3,7	3,9	4,2	4,2	3,3	3,1

Der Unterschied variiert also hier nur zwischen 3,1 und 4,3, also nur um 1,2.

Es ist hierbei wohl zu berücksichtigen, dass diese Zahlen nur Mittelwerte sind, durch welche die Einzelfälle nicht zum Ausdruck kommen, während gerade diese für die Praxis am wichtigsten sind. Indessen zeigen doch eingehende Untersuchungen der Einzelfälle, dass wenigstens in unserem Klima diese Methode zur Voraussage des Nachtfrostes sehr gut zu empfehlen ist[1]).

[1]) Vergl. Lang: Welche Zuverlässigkeit besitzt die abendliche Taupunktsbestimmung als Anhaltspunkt für die Stellung der Nachtfrostprognose? in Beob. d. meteor. Stationen in Bayern, Bd. X.

Digitized by Google

Nebel.

Eine Eigentümlichkeit der Wasserdämpfe besteht darin, dass sie nur bis zu einem gewissen Drucke (Sättigungsdruck) komprimiert werden können, welcher von der Temperatur abhängig ist, so dass bei einer Zunahme des Druckes oder einer Abnahme der Temperatur ein Teil des Wasserdampfes sich ausscheiden muss. Diese Ausscheidung geschieht meist in Form von kleinen Wasserkügelchen, die wir Nebel nennen[1]). Dehnt sich ein Luftquantum auf Kosten seines innern Wärmevorrats aus, so wird der darin enthaltene Wasserdampf abgekühlt, wobei sein Druck abnimmt. Durch die erstere Ursache wird die Ausscheidung von Wasserdampf begünstigt, durch die letztere verzögert. Indessen lässt sich die Druckabnahme auf Kosten des inneren Wärmevorrates so weit treiben, dass unter dem überwiegenden Einfluss der Abkühlung ein Niederschlag erfolgt. Diese Art der Nebelbildung dürfte bei der Entstehung der Wolken am häufigsten sein, indem auf diese Weise der aufsteigende Luftstrom sich bei abnehmendem Luftdrucke abkühlt.

Ist die Luft mit Wasserdampf vollständig gesättigt, so genügt die kleinste adiabatische Ausdehnung (Ausdehnung allein auf Kosten des inneren Wärmevorrates), um Nebel zu erzeugen. „In der That," bemerkt Helmholtz, „ist es wohl auch nicht zweifelhaft, dass die relativ kleinen Depressionen von wenigen Millimetern (adiabatische Druckabnahme), die in den Witterungsprognosen eine so grosse Rolle spielen, häufig die alleinige Veranlassung der starken Nebel sind, wie sie in der Nähe der See oder an sonstigen feuchten Orten auftreten. Andererseits haben mir aber genauere Untersuchungen gezeigt, dass selbst ganz gesättigte Luft immer eine endliche, wenn auch kleine Depression braucht, um Niederschläge entstehen zu lassen. Dieselbe beträgt bei 20° C. etwa 10 mm Wasserdruck oder 0,73 mm Quecksilber: d. h. um so viel muss der Barometerdruck adiabatisch abnehmen, damit aus gesättigter Luft Nebel entstehe. Der Dampf wird durch diese Depression um $^1/_{200}$ seines Druckes übersättigt."

Wenn man atmosphärische Luft durch Filtration durch reine Watte von den beigemengten sehr kleinen Staubteilchen reinigt und sie dann mit Wasserdampf vermischt, so findet eine Nebelbildung nicht statt, so dass wir also schliessen müssen, dass die Anwesenheit von Staubteilchen in der Luft zur Nebelbildung durchaus notwendig ist. Nun aber befinden sich, wie bereits oben bemerkt, in der Luft stets feine Staubteilchen, und diese bilden die festen Punkte, an welchen die Nebelbildung vor sich geht.

Auf Seite 55 haben wir den namentlich zur Winterszeit bei der Herrschaft eines barometrischen Maximums häufig eintretenden

---

[1]) R. v. Helmholtz: Ueber Nebelbildung, in Naturwissenschaftl. Rundschau, Jahrg. I, Nr. 2.

Digitized by Google

Fall besprochen, in welchem die Temperatur mit wachsender Höhe zunimmt, wo also die Atmosphäre sich im Zustande eines sehr stabilen Gleichgewichtes befindet. Bei diesem Zustande findet kein vertikaler Luftaustausch statt, und bei der ausserordentlich ruhigen Atmosphäre sinken die kleinen Nebelkörperchen vermöge ihrer Schwere abwärts in die untersten Luftschichten herab und lagern sich oft in sehr scharfer Abgrenzung dicht am Boden. Diese Erscheinung ist unter dem Namen „Bodennebel" bekannt und den barometrischen Maxima im Winter eigen; im kleinen zeigt sie sich oft über feuchten Wiesen und feuchten Orten überhaupt.

Findet dagegen ein vertikaler Luftstrom statt, welcher, wenn er aufsteigt, sich abkühlt und der Kondensation sich nähert, wenn er herabsteigt, sich erwärmt und sich vom Sättigungspunkte entfernt, so ist die Luft unten nebelfrei, während oben die Bedingungen zu Niederschlägen gegeben sind. Hieraus ergeben sich einige Verschiedenheiten bei der Bildung und dem Bestehen des Bodennebels und der Wolken.

Tägliche und jährliche Periode der Nebelhäufigkeit.

Obgleich die Häufigkeit des Nebels für die Insolations- und Feuchtigkeitsverhältnisse irgend einer Gegend von hoher Bedeutung ist, so besitzen wir dennoch nur wenige Zusammenstellungen hierüber und diese sind miteinander nicht direkt vergleichbar, weil die Abstufungen von einer leichten Trübung bis zum dichten Nebel geradezu unendlich sind, so dass in jedem einzelnen Falle die Individualität des Beobachters in erster Linie in Betracht kommt.

Wir lassen im folgenden eine kleine Tabelle für drei Tagesintervalle folgen, welche die tägliche Periode für das Ostseegebiet veranschaulicht (Jahresmittel in %):

	Petersburg	Kronstadt	Reval	Hangö	Riga	Libau	Windau	Upsala
9^h p. m. bis 7^h a. m.	6,2	6,9	4,6	4,7	6,4	4,0	5,9	19,2
7^h a. m. „ 1^h p. m.	7,9	7,4	3,2	4,3	1,7	3,4	2,8	16,1
1^h p. m. „ 9^h p. m.	2,9	4,6	2,7	3,0	1,5	2,6	3,7	13,5

Hiernach ist Nebel im allgemeinen am häufigsten in den Nachtstunden, am seltensten in den Nachmittag- und Abendstunden, während die Vormittagstunden in Bezug auf die Nebelhäufigkeit in der Mitte liegen. Dass in Petersburg und Kronstadt die Nachtnebel zurücktreten, rührt wohl daher, dass Nebel in der Nacht den Beobachtern häufig entgehen.

Die folgende Tabelle bringt die jährliche Häufigkeit des Nebels für einige Stationen des westlichen Europas zur Darstellung. Betrachten wir die beiden Reihen für Hamburg, so zeigt sich sofort ein sehr bedeutender Unterschied, der nur in der verschiedenen Art der Schätzung seinen Grund haben kann. Ebenso ist die sehr geringe Nebelhäufigkeit in London auffällig, da ja allgemein bekannt ist, dass dieselbe dort ausserordentlich gross ist, viel grösser als in

Digitized by Google

Nebelhäufigkeit in %.

Station	Beobachtungs-Jahre	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
London*) mist	13 Jahre	8,3	3,5	2,9	1,4	0,9	0,2	0,5	1,4	2,0	6,3	7,5	**9,7**	36,1
„ fog	„	2,0	1,4	0,8	0,2	0,4	0,0	0,1	0,1	0,0	0,9	**2,2**	1,9	10,0
„ zusammen	„	10,3	4,9	3,7	1,6	1,3	0,2	0,6	1,5	2,0	7,2	9,7	11,6	46,1
Emden	1844—70	**8,6**	4,7	4,2	1,3	0,3	0,4	0,8	0,9	2,0	3,4	6,6	8,1	41,3
Borkum	1876—80	13,3	**14,8**	9,7	6,0	4,3	2,5	2,5	2,5	6,5	7,4	10,3	14,3	94,3
Hamburg	31 Jahre	6,5	4,7	4,3	2,6	1,1	1,3	1,2	2,2	2,8	6,3	6,0	**6,8**	—
„	1876—80	18,0	15,2	11,4	7,0	2,6	1,3	2,6	5,5	12,4	14,3	17,0	**18,9**	126,4
Kiel	1876—85	9,5	9,0	7,9	3,6	2,7	2,5	2,3	3,0	3,7	3,9	11,1	**12,3**	75,5
Swinemünde	1876—85	8,4	8,5	5,3	3,6	1,2	2,2	1,1	3,7	4,4	6,0	7,5	**9,2**	61,3
Memel	1876—85	5,8	**7,7**	4,6	3,4	2,9	1,8	0,8	1,2	1,3	2,5	3,6	4,9	42,5
Südnorw. Küste SE	—	3,4	3,6	2,7	3,5	1,2	1,1	0,4	0,9	1,9	1,8	1,1	1,2	21,9
„ „ W	—	3,7	1,9	2,7	4,4	3,6	**6,2**	5,2	2,2	1,0	1,8	1,3	2,5	37,4
„ „ NW	—	0,2	0,1	0,2	1,3	2,5	2,4	**3,4**	2,8	0,7	0,3	0,2	0,2	14,3
Petersburg	1837—80	3,4	4,3	3,7	3,4	2,0	1,1	1,4	3,0	4,4	**5,0**	4,5	3,5	41,7
Hangö	1867—80	**6,0**	3,5	3,8	2,8	2,2	1,1	0,5	0,8	0,5	1,2	2,6	3,6	28,1
Riga	1851—80	2,3	2,0	1,9	2,1	1,0	0,8	1,1	2,2	**4,7**	**4,7**	3,2	3,3	28,8
Upsala	1865—67	9,1	7,1	6,8	8,2	4,2	5,9	8,2	11,1	11,3	12,8	8,9	8,2	101,9
Breslau	1791—1854	5	4	4	3	1	1	1	2	3	5	5	5	41
Karlsruhe, Nebel	80 Jahre	2	1	0	0	0	0	0	0	1	3	**2**	2	11
„ Dunst	„	0	4	2	1	0	0	0	1	2	**5**	**5**	4	30
Brünn	1848—83	8,3	5,9	3,3	1,5	0,7	0,6	0,3	0,7	2,0	8,6	**9,1**	8,8	48,0

Digitized by Google

Hamburg. Daher können die obigen Zahlen kein genaues Mass für die absolute Nebelhäufigkeit abgeben, indessen zeigen sie recht gut den Gang in der jährlichen Periode. Es geht daraus hervor, dass die Nebelerscheinungen dem Winter und dem Spätherbste eigentümlich sind, und dass der Sommer allenthalben fast nebelfrei ist. Nur die Stationen an der norwegischen Küste (dasselbe gilt von den Stationen des nördlichen Norwegen), welche vom Atlantischen Ozean und vom Eismeere bespült werden, machen eine sehr bemerkenswerte Ausnahme, indem sie das Maximum im Sommer und das Minimum zur Winterszeit aufweisen. Diese Ausnahme dürfte sich indessen nur auf die dem Meere unmittelbar anliegenden Küsten beschränken.

Wolken.

Während der Nebel hauptsächlich durch Abkühlung der unteren Luftschichten und bei Abwesenheit vertikaler Luftströmungen gebildet wird, verdanken die Wolken ihr Entstehen insbesondere dem aufsteigenden Luftstrome, welcher beim Aufsteigen in der oben angegebenen Weise sich abkühlt und so zur Kondensation seiner Wasserdämpfe gezwungen wird. Offenbar fängt die Wolkenbildung dort an, wo die Temperatur des aufsteigenden Luftstroms den Taupunkt erreicht hat. Diese untere Grenze der Wolkenbildung wird in der Regel horizontal sein, weil die Kondensation für grössere Luftmassen gewöhnlich in denselben Horizontalebenen stattzufinden pflegt. Beim etwaigen Herabsinken der Wolkenschichte erwärmt sich die Luft wieder und die Wolke löst sich wieder auf. Ist die aufsteigende Luft trocken, so kann die Ausscheidung des Wasserdampfes oder die Wolkenbildung erst in grösserer Höhe erfolgen. Mit dem aufsteigenden Luftstrome, welcher noch durch einen horizontalen Strom in grösserer Höhe mit beschleunigter Bewegung durch Hinaufsaugen gehoben werden kann, steigt auch die Wolke aufwärts. Hört der aufsteigende Luftstrom auf, dann fängt die Wolke an zu sinken und löst sich mehr oder weniger rasch in ihre Bestandteile auf. Nicht selten geht der aufsteigende Luftstrom in einen horizontalen über, die oberen Gipfel werden mit fortgeführt, und so verwandelt sich die Wolke zu einem grossen Teppich, welcher häufig den ganzen sichtbaren Himmel überdeckt.

Eine Einteilung der Wolken nach streng wissenschaftlichen Prinzipien, die nur einigermassen eine scharfe Unterscheidung zulassen könnte, dabei aber die für die allgemeine Durchführbarkeit notwendige Einfachheit besitzt, ist bis jetzt noch nicht geschaffen worden. Die ältere bekannte Einteilung der Wolken rührt von Luke Howard[1]) her. Obgleich man in jener Zeit nur sehr rohe Vorstellungen über atmosphärische Vorgänge hatte, und man von der wahren Ursache der Entstehung der Wolken keine Ahnung hatte, so stellte dieser ausgezeichnete und scharfe Beobachter doch ein

[1]) Luke Howard: Essay on the Modification of clouds. London 1803.

Digitized by Google

System auf, welches trotz der neueren erfolgreichen Bestrebungen, insbesondere durch Clement Ley, Hildebrandsson und andere, eine mehr wissenschaftliche Einteilung der Wolken zu schaffen, bis zu unserer Zeit allgemein verbreitet ist und auch wohl noch geraume Zeit nicht verlassen werden wird. Deshalb wollen wir die Howard'sche Einteilung, so ungenügend sie auch sein mag, der Hauptsache nach und die Entstehungsweise und Umwandlung der einzelnen Wolkenformen hier kurz besprechen.

Es wurde bereits oben bemerkt, dass sich der aufsteigende Luftstrom je nach seinem ursprünglichen Feuchtigkeitsgehalte in geringerer oder grösserer Höhe zur Wolke verdichtet. Ist die Luft ruhig, und sind die Winde am Erdboden und in der Höhe der Richtung und Stärke nach ziemlich gleich, so bildet sich eine abgerundete, ziemlich scharf begrenzte Wolkenmasse, welche unter dem Namen Haufen- oder Cumuluswolke bekannt ist (vgl. Wolkentafel e). Diese Wolkenform ist besonders an ruhigen heiteren Sommertagen zu beobachten, wo sie meistens nach Sonnenaufgang entsteht, bis zur höchsten Tageswärme zunimmt und dann allmählich verschwindet. Bei kräftig aufsteigendem Luftstrom kann sich diese Wolke bis zu einer sehr bedeutenden Höhe erheben.

Haben die unteren und oberen Luftströmungen verschiedene Richtungen, oder sind die horizontalen Geschwindigkeiten in den verschiedenen Höhen verschieden, dann wird die Wolke streifenförmig auseinandergezogen und erhält so eine geschichtete Lagerung. Diese Wolke, Schicht- oder Stratuswolke genannt, erscheint als eine lang hingezogene Schichte, die oft den ganzen Himmel teppichartig überzieht (vgl. Wolkentafel f); ihre Streifung und Richtung, wenn solche vorhanden ist, ist bedingt durch die Richtung des Oberwindes in bezug auf diejenige des Unterwindes. Ein gutes Bild dieser Wolke gewähren die langgestreckten bandartigen Nebelstreifen, welche sich an heiteren Sommertagen sehr häufig über Wiesengründe hinziehen.

Eine Kombination dieser beiden Wolken sind Cumulo-stratus (vergl. Wolkentafel g) und Strato-cumulus (vergl. Wolkentafel h, unten Wulst-Cumulus). Für die Nimbuswolke (vergl. Wolkentafel i) steht eine einheitliche Erklärung noch aus.

Gelangt die Wolke zu den höheren Regionen der Atmosphäre, dorthin, wo ein Abströmen der aufgestiegenen Luftmassen stattfindet, so wird sie von diesem Strom erfasst und mit fortgerissen und überzieht dann das Himmelsgewölbe bald mit zarten Fäden, bald mit zartem Schleier, dessen Struktur vielfach nicht zu erkennen ist. Es ist diejenige Wolke, welche unsere Sonnen- und Mondhöfe bedingt. Diese Wolkenart, welche zum Verständnisse der Witterungsvorgänge sehr wichtige Aufschlüsse ermöglicht, wird Feder- oder Cirruswolke genannt (vergl. Wolkentafel a a, a b). Die Federwolken haben sehr verschiedenartige Gestaltungen, bald sind sie einfach geradlinig, bald quergestreift, bald gebogen, bald gerollt, bald filzartig oder schleierähnlich. Wenn man über das Wesen und die Bedeutung dieser so ausserordentlich mannigfachen Wolkenformen bis jetzt

Digitized by Google

noch so gut wie ganz im unklaren ist, so scheint doch ein inniger Zusammenhang dieser Formen mit den atmosphärischen Zuständen und deren Aenderungen obzuwalten, so dass das Studium dieser Beziehungen durchaus lohnend sein dürfte. Manchmal durchfurchen mächtige Bänder dieser Cirrusstreifen den ganzen sichtbaren Himmel und scheinen dann infolge der Perspektive nach zwei gegenüberliegenden Punkten des Horizontes (den Radianten) zu konvergieren, ähnlich wie die Baumreihen an unseren Landstrassen. Diese Bildungen wurden von Humboldt mit dem wenig passenden Namen „Polarbande" benannt.

Als Unterabteilungen erwähnen wir noch zwei Wolkenformen, nämlich die Cirrocumulus- und die Cirrostratuswolke. Die erste ist zusammengesetzt aus kleinen zarten Wölkchen auf blauem Grunde, während die letztere dichtere Wolken darstellt, die oft als eine ununterbrochene Schichte teppichartig den Himmel überziehen. Beide Arten befinden sich in grosser Höhe, wie die eigentliche Cirruswolke.

Unsere Tafel enthält noch eine besondere Art Wolke, die Clement Ley seinen „Liebling" nennt und die öfters an unserem Himmel gesehen wird (vergl. Wolkentafel k). Es ist eine sehr hohe Stratuswolke, aus deren oberer Fläche zahlreiche Erhöhungen und Türmchen entspringen. Diese Wolkenform ist deswegen von Interesse, weil sie nicht selten der Vorbote eines Gewitters ist, insbesondere dann, wenn sie mit grosser Geschwindigkeit von einem östlichen oder südlichen Punkte des Horizontes zieht, während etwas tiefere Wolken rasch aus Nordost oder Ost sich bewegen.

Die vorstehende Klassifikation bezieht sich nicht auf die Gesamtheit der Eigenschaften, welche den Wolken anhaften, sondern lediglich nur darauf, wie uns die Wolken erscheinen. Nun aber ändert sich das Aussehen der Wolken, je nachdem wir sie von vorne oder von hinten, von links oder von rechts betrachten, je nachdem wir sie im Zenith oder im Horizonte sehen, so dass wir also für dasselbe Wolkengebilde unter Umständen fünffach verschiedene Namen gebrauchen. Trotzdem ist eine andere Klassifikation, wie bereits oben bemerkt, bis jetzt nicht durchführbar gewesen, obgleich die Lösung dieses interessanten Problems schon von vielen Gelehrten in Angriff genommen wurde.

Ein sehr wichtiger und naheliegender Zweck der Wolkenbeobachtungen ist die Bestimmung der Bewegungszustände in den verschiedenen Schichten unserer Atmosphäre, also Windrichtung und Windgeschwindigkeit. Hierzu ist nötig zu wissen, dass die Wolkenformen für alle Gegenden im allgemeinen dieselben sind, und dass man die mittleren Höhen der verschiedenen Wolkenarten durch direkte Messungen kennt. Die Vergleichung der Wolkenbeobachtungen in den verschiedenen Gegenden, zum Teil auch die Vergleichung photographischer Aufnahmen scheinen das Vorkommen derselben Wolkenformen in den verschiedensten Klimaten ausser Zweifel zu setzen, und auch ihr Verhalten scheint überall dasselbe zu sein.

Direkte Messungen der Wolkenhöhen sind, wie oben erwähnt, in Upsala und in Berlin gemacht worden. Wir geben in nach-

Digitized by Google

stehender Tabelle die Resultate dieser Messungen für Upsala[1]) wieder. In der zweitfolgenden Tabelle ist eine Klassifikation nach Hildebrandsson und Abercromby angegeben, welche nur die vier Howard'schen Hauptformen in verschiedenen Kombinationen enthält und sich aus den Höhenmessungen der Wolken ergibt:

Mittlere, grösste und kleinste Höhe der verschiedenen Wolkenformen (m).

	Anzahl		Mittel	Max.	Min.
	Messungen	Wolken			
Stratus	18	13	623	994	414
Nimbus	188	125	1527	3700	213
Cumulus (Gipfel)	215	129	1855	3611	900
Cumulus (Basis)	50	36	1386	2143	730
Cumulus (Punkt in ½ Höhe)	52	28	1507	2078	901
Cumulo-Stratus (Gipfel)	18	14	2848	5970	1400
Cumulo-Stratus (Basis)	2	2	1405	1630	1180
„Falsche Cirri"	5	4	3897	5470	2465
Strato-Cumulus	165	99	2331	4324	887
Niedrige Alto-Cumuli (unter 4000 m)	112	76	2771	3820	1498
Hohe Alto-Cumuli (oberhalb 4000 m)	100	56	5586	8297	4004
Cirro-Cumulus	99	60	6465	10235	3880
Niedrige Cirro-Stratus	4	3	5198	5657	4740
Hoher Cirro-Stratus-Schleier	56	25	9254	11391	6840
Cirrus	373	142	8878	13376	4970

α Getrennte bezw. geballte Formen (vorwiegend trockenes Wetter).

β Ausgebreitete oder schleierartige Formen (regnerisches Wetter).

A. Höchste Wolken, 9000 m im Mittel.

1. Federwolken, Cirrus.
2. Feiner Schleier, Cirro-Stratus.

B. Mittelhohe Wolken, 4—6500 m.

3. Kleinere Bälle, glänzend weiss, wie Seide (6600 m), Cirro Cumulus.
4. Grössere Bälle wie von weisser Baumwolle (4000), Cumulo-Stratus (Alto-Cum.)
5. Dicker asch- oder blaugrauer Schleier (5000 m), Strato-Cirrus (Cirro-Stratus Kämtz).

C. Niederige Wolken, 1500—2000 m.

6. Grosse Bälle oder Rollen von grauen Wolkenmassen, Strato-Cumulus (Deutschland: Stratus, Strato-Cum., Wulst-Cum.).
7. Zerrissene Schleier von grauen Wolken, wovon gewöhnlich Regen fällt, Nimbus.

D. Wolken im aufsteigenden Luftstrome.

8. Haufen-Wolken, Gipfel 1800 m, Basis 1400 m, Cumulus.
9. Gewitter-Wolken, Gipfel 3—5000 m, Basis 1400 m, Cumulo-Nimbus.

E. 10. Gehobene Nebel, unterhalb 1000 m, Stratus.

Es sei ausdrücklich bemerkt, dass die oben angegebene Klassifikation eine vorgeschlagene und keineswegs durchgeführte ist, indessen dürfte sie mannigfache Anregung zum Studium geben.

Die Höhe der Wolken hat eine sehr erhebliche tägliche Periode, wie die folgenden Tabellen zeigen:

[1]) Vergl. Met. Zeitschr. 1887, S. 73 und 252.

Digitized by Google

Tägliche Veränderung der Höhe der Cum. und Cum.-Str.

Stunde	Gipfel Höhe in m	Gipfel Zahl der Wolken	Basis Höhe in m	Basis Zahl der Wolken	Differenz m
8h a. m.	1306	12	1087	8	219
9h a. m.	1420	6	1075	5	345
Mittag	1842	22	1266	7	576
1h p. m.	2055	42	1572	12	483
2h p. m.	2088	45	1554	8	534
5h p. m.	1758	15	1703	2	55

Tägliche Veränderung der Höhe der übrigen Formen.

Stunde	Nimbus		Strato-Cumulus		Alto-Cumulus		Cirro-Cumulus		Cirrus		Cirro-Stratus	
	m	Zahl	m	Zahl	m	Zahl	m	Zahl	m	Zahl	m	Zahl
8h—9h a. m.	1183	38	2012	24	3780	28	6024	24	8708	44	9687	12
1h—2h p. m.	1548	62	1755	11	4259	33	6566	8	8761	29	8924	8
7h—8h p. m.	2156	16	2641	56	4000	52	6227	24	9501	45	9670	26

Hiernach steigt die Grundfläche der Cumuluswolken allmählich vom Morgen bis zum Abend, während die Gipfelhöhe und die Mächtigkeit oder Dicke um 1½ p. m. ein Maximum erreicht. Dabei ist der Zuwachs am Vormittage rascher als die Abnahme gegen Abend. Auch die übrigen Wolkenformen haben im allgemeinen die Tendenz, im Laufe des Tages aufwärtszusteigen.

Die nachstehende Tabelle enthält die Zahl aller Wolken, mit Ausnahme der Cumuli, die in verschiedenen Höhen zu den drei Beobachtungsstunden in Upsala gemessen wurden (pro Mille):

Zahl der Wolken in verschiedenen Formen.

m	8–9h	1–2h	7–8h	m	8–9h	1–2h	7–8h	m	8–9h	1–3h	7–8h
0— 500	34	13	0	45–5000	29	7	31	90— 9500	57	33	31
5—1000	126	66	10	50—5500	0	26	36	95—10000	17	40	36
10—1500	91	152	25	55—6000	29	40	20	100—10500	51	27	61
15—2000	91	152	86	60—6500	11	27	31	105—11000	29	13	20
20—2500	80	99	86	65—7000	40	27	36	110—11500	11	13	15
25—3000	52	46	182	70—7500	40*	53*	25	115—12000	0	0	5
30—3500	11	33	66	75—8000	34	27	20	120—12500	0	0	5
35—4000	11	20	102	80—8500	57	20	30*	125—13000	0	0	0
40—4500	23	23	61	85—9000	86	33	21	130—13500	0	0	5
									1000	1000	1000

Man sieht hieraus, wie sich das Maximum der Wolkenhäufigkeit im Laufe des Tages nach aufwärts verschiebt.

Auf Grund ihrer Beobachtungen stellen Ekholm und Hagström für alle Formen, mit Ausnahme der Cumulusgipfel, das Gesetz auf: „Die mittlere Höhe sämtlicher Wolken steigt im Laufe des Tages. Die Aenderung beläuft sich auf nahezu 2000 m."

Aus den Beobachtungen in Upsala von 1865—1884 wurde folgendes Verhältnis zwischen Cirrocumulus und Cirrus und zwischen Cirrostratus und Cirrus berechnet:

Stunde	Cir.-Cum. : Cir.	Cir.-Cum. : Cir.	Stunde	Cir.-Cum. : Cir.	Cir.-Cum. : Cir.
8h a. m.	0,634	0,555	2h p. m.	0,501	0,537
10h a. m.	0,568	0,514	5h p. m.	0,500	0,618
Mittag	0,477	0,517	7h p. m.	0,471	0,626
			9h p. m.	0,478	0,790

Digitized by Google

Hieraus geht hervor: „Morgens, wenn Cirruswolken am niedrigsten gehen, ist die Frequenz der niedrigsten Formen, der Cirrocumuli, am grössten; abends, wenn die Höhe der Cirruswolken am grössten ist, ist auch die Frequenz der höchsten Formen, Cirrostratus, am grössten."

Auf die Richtung des Wolkenzuges werden wir unten bei Besprechung der barometrischen Maxima und Minima noch zurückkommen; hier wollen wir noch das Resultat einer Untersuchung erwähnen, welches Richter aus vierjährigen Beobachtungen in Lichtenwalde ableitete[1]): „In Höhen, wo eine direkte Beobachtung der Windfahne nicht mehr möglich ist, gehen vom Morgen bis Abend nahezu dieselben täglichen Aenderungen der Windrichtung vor sich, wie sie auf den südlicheren Gipfelstationen beobachtet worden sind, und die Aenderungen reichen hier zum Teil bis in die Schichten der oberen Wolken hinauf."

Grösse der Bewölkung.

Unter Bewölkung versteht man den Grad der zur Zeit der Beobachtung vorhandenen Himmelsbedeckung. Die ältere Methode, die Bewölkungsverhältnisse nur durch die Ausdrücke „heiter", „wolkig" und „trübe" anzugeben, ist gegenwärtig fast ganz verlassen worden. Man schätzt den Bruchteil des sichtbaren Himmelsgewölbes, welcher zur Zeit der Beobachtung von Wolken bedeckt ist, und drückt diesen Bruchteil durch Vier-, Zehn- oder Hundert-Teile des gesamten sichtbaren Himmels aus, so dass beispielsweise die Bewölkungszahl 3 bedeutet, dass nach der ersteren Methode 3/4, nach der zweiten 3/10 und nach der dritten 3/100 des Himmels von Wolken bedeckt sind. Die erstere Methode ist gegenwärtig noch üblich bei der Wettertelegraphie, die beiden anderen werden bei der Publikation meteorologischer Beobachtungen jetzt allgemein angewandt. Eine vorzügliche Ergänzung dieser Schätzungsmethode ist die in neuerer Zeit vielfach in Anwendung gebrachte Methode, die Dauer des Sonnenscheins durch ein einfaches Instrument (Sunshine recorder) zu registrieren, worauf wir noch weiter unten zurückkommen werden.

Die Bewölkung hat auf die Temperatur der Luft einen ausserordentlich grossen Einfluss, indem sie die Wärmestrahlung verhindert und ebenso die Wärmeeinstrahlung abschwächt. Daher ist klar, dass im Winter die Temperatur bei ganz heiterem Himmel erniedrigt, bei trübem Himmel dagegen gesteigert wird, und dass im Sommer die umgekehrten Verhältnisse stattfinden müssen. Aus den vorliegenden Beobachtungen in höheren und mittleren Breiten dürfen wir folgern, dass in niederen Breiten durch geringe Bewölkung die Jahrestemperatur erhöht, also die Sommerwärme erheblicher gesteigert wird, als die Wintertemperatur erniedrigt wird, dass dagegen in höheren Breiten durch geringe Bewölkung die Jahrestemperatur

[1]) Vergl. Met. Zeitschr. 1886, S. 403.

Digitized by Google

herabgeht, indem die Erkaltung im Winter bedeutend grösser ist als die Erwärmung im Sommer, wie eine Betrachtung der Isothermenkarten sofort zeigt.

Da die Wolkenbildung durch den aufsteigenden Luftstrom bedingt ist und durch feuchte Luft ganz besonders gefördert wird, so dürfen wir dort die grösste Bewölkung erwarten, wo die Luft feucht ist und eine Neigung hat aufzusteigen. Dieses wird auch durch die Erfahrung bestätigt, indem in der That dort der Himmel am meisten bedeckt ist, wo sich am häufigsten Depressionsgebiete befinden, in welchen die Luft eine nach aufwärts gerichtete Bewegung hat, wie über den Meeren; dagegen in den Gebieten mit hohem Luftdruck, wo die Luft im allgemeinen eine absteigende Bewegung hat, ist die Bewölkung in der Regel gering. Im Sommer entstehen über den Kontinenten sehr oft aufsteigende Luftströme, indessen ist meistens die Luft zu trocken, um selbst bei sehr grosser Erhebung ihren Wasserdampf kondensieren zu können, wie es beispielsweise in den Wüstengebieten der Fall ist.

In neuerer Zeit hat Teisserenc de Bort[1]) Linien gleicher mittlerer Bewölkung für das Jahr und die einzelnen Monate über die ganze Erde gezogen, die uns einen Ueberblick über die Bewölkungsverhältnisse unseres Erdballs gestatten und aus denen sich folgende Schlüsse ziehen lassen:

In allen Jahreszeiten zeigt die Bewölkung eine Tendenz, im Sinne der Parallelkreise zu verlaufen. Im allgemeinen fällt ein Maximum der Bewölkung mit dem Aequator zusammen, welches sich etwas mit der Deklination der Sonne verschiebt; zwischen 15—35° n. Br. und s. Br. befindet sich eine Zone schwacher Bewölkung und zwischen 35—50° eine solche mit starker Bewölkung, während die Wolkenmenge nach den Polen hin im Durchschnitte abnimmt. Diese Verhältnisse gelten nur im grossen Ganzen, im einzelnen ist die Verteilung der Bewölkung eine sehr unregelmässige. Diese Unregelmässigkeiten werden verursacht durch mannigfache Umstände. Auf den Kontinenten ist die Bewölkung unter sonst gleichen Verhältnissen geringer als über dem Meere; dann zeigen die Küsten, insbesondere wenn sie aus grösserer Höhe gegen die See abfallen und sich den vorherrschenden Seewinden quer entgegenstellen, eine sehr grosse Bewölkungszahl, dagegen Küstenstriche und Meeresstrecken, die von einem vom Kontinent kommenden Winde überweht werden, haben nur eine sehr schwache Bewölkung. Ein Wind, welcher seinen Ursprung einem warmen Festlande verdankt und welcher gegen ein wärmeres Gebiet weht, gibt hier leicht zur Wolkenbildung Veranlassung.

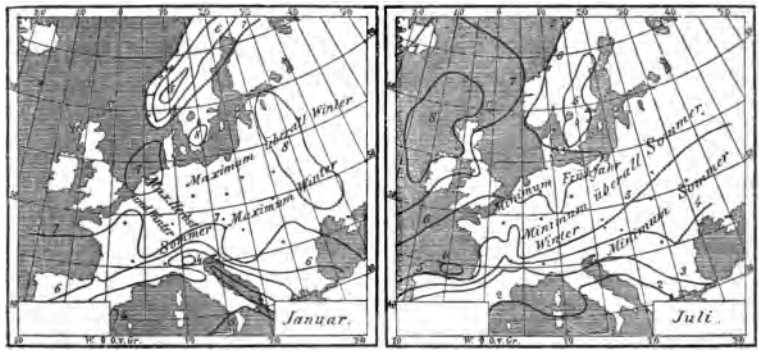
Durch Fig. 37 sind die Isonephen (Linien gleicher Bewölkung) der beiden extremen Monate Januar und Juli für Europa nach Teisserenc de Bort dargestellt, wobei 0 einen ganz wolkenlosen, 10 einen ganz bedeckten Himmel bezeichnen. Man sieht daraus,

[1]) Étude sur la distribution moyenne de la nébulosité à la surface du globe in Annales du bureau central météorologique de France. Année 1884. I. P. p. 27.

Digitized by Google

wie an den Nordwestküsten, dort, wo die barometrischen Minima am häufigsten auftreten, die Bewölkung am grössten ist, und dass diese landeinwärts abnimmt. An der norwegischen Küste, insbesondere im Winter, ist die Bewölkung sehr gross, denn die steil abfallenden Küsten sind den herrschenden Winden gerade entgegengesetzt, dagegen nach Schweden hin, welches gegen die Seewinde geschützt ist, nimmt die Bewölkung sehr erheblich ab. Auffallend gering ist die Bewölkung im Mittelmeerbecken, insbesondere im Sommer. Aber im Sommer herrschen über dem Mittelmeergebiet infolge des niedrigen Luft-

Fig. 37.



Isonephen für Januar und Juli.

druckes über Afrika nördliche Winde bis über den 45. Breitegrad hinaus, welche nach Süden an Beständigkeit zunehmen und allmählich in den eigentlichen Passat übergehen. Es sind also vom Lande kommende trockene Winde, die das Mittelmeergebiet bestreichen, und daher die sehr geringe Bewölkung und Reinheit des Himmels, welche für Italien und Griechenland sprichwörtlich geworden sind. Im Winter ist dort die Bewölkung erheblich grösser als im Sommer, denn dann bilden sich auf dem Mittelmeer häufig barometrische Minima, welche Trübung und Regenfälle im Gefolge haben. Die Windrichtung ist dann an den Nordküsten häufig nördlich, während an den Südküsten die südlichen Winde am meisten vertreten sind; diese bringen zwar kurze, heftige Regengüsse, die aber bald wieder dem Sonnenschein Platz machen.

Tägliche Periode der Bewölkung.

Da die Nebel und die Stratuswolke gewöhnlich in den Morgenstunden vorkommen, während die Cumuluswolke der Mittagszeit eigen ist, so wird hierdurch der tägliche Gang der Bewölkung, obgleich dieser im allgemeinen sehr deutlich hervortritt, zum Teil etwas kompliziert, indem das Tagesmaximum sich in den verschiedenen

Digitized by Google

Stunde	Jan.	April	Juli	Okt.
Crefeld (7)				
7a	8,2	7,2	6,3	7,4
9	7,7	7,1	6,2	7,1
11	7,6	6,8	6,6	6,8
1	7,6	6,5	6,7	6,7
3	7,4	6,6	6,6	6,5
5	7,3	6,2	6,3	6,6
7	6,9	5,8	5,9	5,9
9	6,7	5,2	5,8	5,7
11	7,0	5,4	5,3	5,6
Mittel	7,4	6,3	6,2	6,5
Perpignan (6)				
Mttn.	5,3	5,7	2,9	3,7
3a	5,1	5,6	2,9	3,7
6	5,0	5,9	3,4	5,1
9	5,3	6,0	3,0	4,9
Mttg.	5,0	5,6	2,9	4,2
3p	5,1	5,9	3,5	5,1
6	4,5	5,9	4,1	5,0
9	5,4	5,7	3,0	3,2
—	—	—	—	—
—	—	—	—	—
Mittel	5,1	5,8	3,10	4,4
Dorpat (14)				
—	—	—	—	—
—	—	—	—	—
7a	8,3	6,3	4,1	7,5
10a	8,2	6,4	5,6	7,6
1p	8,2	6,2	6,0	7,7
4	8,1	6,4	5,6	7,3
7	7,6	5,9	5,1	7,0
10	7,8	5,0	4,5	7,6
Mittel	8,0	6,0	5,2	7,3
Bombay (8—10)				
Mttn.	1,0	2,0	6,8	3,1
3a	1,1	2,0	7,2	3,4
6a	1,5	2,9	7,6	4,3
9a	1,7	1,9	7,2	3,2
Mttg.	1,5	1,0	7,1	2,7
3p	1,6	1,1	7,5	3,1
6p	1,5	1,6	7,5	3,8
9p	0,9	1,3	6,8	2,9
Mittel	1,3	1,7	7,8	3,8
Sylt (6)				
8a	6,6	5,5	6,7	7,0
2p	6,6	5,1	6,5	6,6
8	6,4	4,7	6,5	6,1
Mittel	6,5	5,1	6,6	6,6
Neufahrwasser				
8a	7,9	6,7	6,4	7,4
2p	7,7	6,7	6,3	7,4
8	7,6	6,4	5,8	6,7
Mittel	7,8	6,6	6,2	7,2
Brocken (2)				
8a	6,5	7,5	7,3	9,1
2p	6,3	6,9	7,0	9,4
8	6,7	6,8	7,3	9,3
Mittel	6,5	7,1	7,2	9,3
München (4)				
8a	8,5	7,3	5,7	8,0
2p	6,5	7,4	6,1	7,4
8	5,9	6,1	6,1	6,2
Mittel	6,9	6,9	6,0	7,2

Stunde	Jan.	April	Juli	Okt.
Wien (10)				
2a	6,9	4,9	4,6	4,7
6a	7,3	5,4	4,6	6,1
10a	7,5	5,3	4,6	5,7
2p	7,2	5,5	5,1	5,2
—	—	—	—	—
—	—	—	—	—
6p	7,0	5,2	4,7	5,2
—	—	—	—	—
10p	7,2	4,7	4,1	4,5
Mittel	7,2	5,2	4,6	5,2
Turin (10)				
—	—	—	—	—
—	—	—	—	—
6a	6,3	6,0	4,5	6,1
9	6,4	5,5	3,5	5,9
Mttg.	5,9	5,2	3,5	5,1
3p	5,6	5,4	4,3	5,1
6	4,8	5,1	4,3	4,8
9	4,5	4,4	3,1	4,4
—	—	—	—	—
—	—	—	—	—
Mittel	5,6	5,3	3,9	5,3
Washington (9)				
Mttn.	6,2	5,6	4,5	4,9
3a	6,2	5,8	5,3	4,8
6	6,2	6,2	5,9	5,3
9	6,7	6,1	5,5	5,4
Mttg.	6,8	6,6	6,2	5,8
3p	6,4	6,7	6,3	5,5
6	5,8	6,4	6,3	5,2
9	5,9	5,1	5,0	4,8
Mittel	6,2	6,1	5,6	5,2
Melbourne (6)				
Mttn.	5,5	5,2	5,6	5,5
3a	5,4	5,7	6,2	6,2
6	6,5	6,5	6,3	6,6
9	6,1	6,8	6,4	6,4
Mttg.	5,9	6,5	6,7	5,9
3p	5,7	6,2	6,4	5,5
6p	5,4	5,9	6,7	5,8
9	5,3	5,4	6,1	5,5
Mittel	5,8	6,0	6,3	5,9
Hamburg (6)				
8a	8,2	6,6	7,2	7,5
2p	7,5	6,7	7,5	7,6
8	7,3	5,8	6,5	6,6
Mittel	7,6	6,4	7,1	7,3
Berlin (12)				
6a	8,3	6,3	5,5	7,0
2p	7,4	5,9	5,6	6,5
10	7,3	4,9	4,5	5,9
Mittel	7,7	5,8	5,2	6,4
Karlsruhe (11)				
7a	7,8	6,8	5,4	7,5
2p	7,4	7,0	6,0	7,2
9	6,4	5,5	5,5	5,9
Mittel	7,2	6,4	5,6	6,9
Triest (8)				
7a	6,2	6,6	3,9	5,9
2p	5,8	6,0	3,3	5,2
9	5,3	5,8	4,1	5,1
Mittel	5,8	6,1	3,8	5,4

Stunde	Jan.	April.	Juli	Okt.
Madrid (19)				
6a	5,1	4,0	1,4	4,5
9	5,4	4,3	1,5	5,0
12	5,6	5,1	2,2	4,9
—	—	—	—	—
3p	5,2	5,4	2,9	4,8
6	4,4	4,9	2,7	4,3
—	—	—	—	—
9	4,2	3,7	1,7	3,8
12p	4,1	3,4	1,4	3,6
Mittel	4,8	4,4	2,0	4,4
Tiflis (11)				
1a	5,0	5,3	4,4	5,3
4a	5,5	5,6	5,0	5,6
7	6,4	6,1	4,8	6,2
9	6,4	5,7	4,4	5,7
10	6,3	5,6	4,1	5,3
1p	6,1	5,8	3,9	4,9
4	6,2	6,2	4,0	5,0
7	5,0	6,4	4,1	4,4
9	4,9	5,4	3,8	4,6
10	5,0	5,3	3,8	4,8
Mittel	5,7	5,8	4,2	5,2
Zi-ka-wei (8)				
—	—	—	—	—
4a	5,2	6,7	5,7	5,4
7	5,4	7,0	6,3	5,9
10	5,4	7,0	7,3	6,5
1p	6,1	7,0	6,9	6,5
4	6,2	7,0	6,8	6,5
7	5,5	6,9	6,3	5,1
10	5,5	6,4	5,4	5,7
Mittel	5,6	6,9	6,4	5,9
Los Angeles				
Mttn.	Jahr			7,6
3a				8,5
6				8,6
9				6,7
Mttg.				0,1
3p				0,0
6				0,0
9				2,0
Mittel				4,0
Swinemünde (6)				
8a	8,1	6,2	7,1	7,4
2p	8,0	6,2	6,7	7,1
8	7,4	5,8	6,2	6,5
Mittel	7,9	6,1	6,7	7,0
Breslau (6)				
6a	7,9	6,9	6,1	7,6
2p	7,5	7,0	6,1	6,8
10	7,7	5,9	5,5	6,5
Mittel	7,7	6,6	5,9	6,9
Stuttgart				
7a	8,2	7,0	5,4	7,0
2p	6,6	7,3	5,9	6,9
9	6,5	6,5	5,0	6,1
Mittel	7,1	6,9	5,4	6,7
Lesina (8)				
7a	8,1	5,1	1,3	4,7
2p	5,1	4,6	1,4	4,2
9	4,5	4,3	1,3	3,9
Mittel	4,9	4,7	1,3	4,3

Digitized by Google

Gegenden nach dem häufigeren Vorkommen der einen oder anderen der obigen Formen richtet. Stündliche Beobachtungen über die Bewölkung sind noch wenig vorhanden, so dass es schwer ist, sich ein vollständiges Bild über die tägliche Periode der Bewölkung zu verschaffen. Die Tabelle auf S. 185 enthält nach Liznar den täglichen Gang an verschiedenen Orten für die Repräsentanten der vier Jahreszeiten und das Jahr, denen wir noch einige Mittelwerte aus den Terminbeobachtungen in Deutschland und Oesterreich hinzufügen[1]). Die eingeklammerten ersten Zahlen hinter der Station bedeuten die Anzahl der Beobachtungsjahre.

Wenn man die fehlenden Stunden durch graphische Interpolation ergänzt, so lassen sich nach Liznar vier Typen der täglichen Periode der Bewölkung ableiten:

1. Ein Maximum um Mittag, Minimum abends (Madrid).
2. Ein Maximum am Morgen, Minimum mittags (Los Angeles).
3. Zwei Maxima und Minima, Hauptmaximum am Morgen, Hauptminimum am Abend (Wien).
4. Zwei Maxima und Minima, Hauptmaximum am Mittag, Hauptminimum am Abend (Tiflis).

Die Amplitude der täglichen Periode der Bewölkung ist meistens gering, und nur Stationen niedriger Breite zeigen vielfach eine recht erhebliche tägliche Schwankung.

Bei den deutschen Stationen zeigen die an der Küste liegenden den Einfluss der See durch die starke Bewölkung in den Morgenstunden in allen Jahreszeiten, so dass hier, auch im Sommer, die Wirkung der nächtlichen Ausstrahlung auf die feuchte Seeluft zum Ausdrucke kommt. Im allgemeinen erreicht die Bewölkung ein Minimum am Abend; in der Nacht nimmt die Bewölkung ab und erreicht am Morgen in der kälteren Jahreszeit ein Maximum, dagegen in der wärmeren Jahreszeit nur eine mittlere Grösse. Mit steigender Sonne nimmt in der kälteren Jahreszeit die Bewölkung ab, in der wärmeren zu, so dass sie im letzteren Falle ihr Maximum erreicht. Mit sinkender Sonne nimmt in allen Jahreszeiten die Bewölkung bis zum abendlichen Minimum ab.

Jährliche Periode der Bewölkung.

Die Aenderungen der Bewölkung, welche im grossen Ganzen in der jährlichen Periode vor sich gehen, hat Teisserenc de Bort nicht mit Unrecht an die Aenderungen geknüpft, welche die grossen Gebiete mit hohem und niedrigem Luftdrucke im Laufe des Jahres erfahren, insbesondere in bezug auf die Fälle, in welchen eine völlige Umkehr der Luftdruckverhältnisse stattfindet. Ein vortreffliches Beispiel hiefür bietet Indien, wo im Winter, wenn unter dem Einflusse eines Maximums in den nördlichen Gebietsteilen der Ostmonsun weht,

---

[1]) Liznar: Vergl. Zeitschr. der Oesterr. Ges. 1885, S. 342; Elfert: Die Bewölkungsverhältnisse von Mitteleuropa. Inaug.-Diss. Halle 1885.

Digitized by Google

der Himmel ausserordentlich heiter ist, wogegen im Juni, wo das Maximum einem Minimum Platz gemacht hat und der Südwestmonsun zur Herrschaft gelangt ist, der Himmel sich meistens bedeckt zeigt. Auf den nördlichen Teilen des Atlantischen und Stillen Ozeans ist die Bewölkung auch im Sommer, trotzdem die Luftdruckdifferenzen viel geringer geworden sind, sehr gross. Aber hier dauern auch die Südwestwinde mit geringer Intensität fort, während zahlreiche kleinere Depressionen häufig dieses Gebiet durchziehen.

Im grossen Ganzen betrachtet ist wohl der Dezember der Monat, welcher die grösste Bewölkung aufweist. Die Ursachen dieser Erscheinung sind nach Teisserenc de Bort: 1. Die grosse Ausdehnung der barometrischen Depressionen auf dem Ozean und die verhältnismässig geringe Intensität der Maxima über den Kontinenten. 2. Das Vorhandensein einer grossen Dampfmenge in dieser Jahreszeit, die sich infolge der Verdunstung während des Sommers in der Atmosphäre angehäuft hat. 3. Die verhältnismässig hohe Temperatur der Gewässer, welche auch die Bildung von barometrischen Depressionen begünstigt. 4. Die Abnahme der Temperatur nach der winterlichen Jahreszeit hin, weshalb die relative Feuchtigkeit der Luft zunehmen muss.

Im Monat September verlaufen die Isonephen am meisten im Sinne der Parallelkreise, eine Situation, die am meisten einer homogenen Erdoberfläche entsprechen dürfte.

Die geringste Bewölkung zeigt im allgemeinen der März. In dieser Jahreszeit sind die Depressionen weniger beständig und wechseln häufig mit Gebieten hohen Luftdruckes ab. Der Hauptgrund liegt aber in der geringen Dampfmenge, welche in dieser Zeit in der Atmosphäre der Nordhemisphäre vorhanden ist, und in der rasch steigenden Temperatur, wodurch die relative Feuchtigkeit der Luft vermindert wird. Die eben ausgesprochenen Sätze über die Verteilung der Bewölkung haben nur im allgemeinen Gültigkeit, im einzelnen zeigt der jährliche Gang der Bewölkung in den verschiedenen Gegenden ausserordentlich grosse Verschiedenheiten. Im Tief- und Hügellande Mitteleuropas haben Herbst und Winter die grösste Bewölkung, dagegen die geringste Frühjahr und Sommer, so zwar, dass in den westlichen Gebietsteilen die Extreme um einige Monate früher eintreten, als in den östlichen. In den Alpengegenden liegen die Verhältnisse anders. Auf den Gipfeln und höheren Gebirgsthälern ist der Herbst, insbesondere aber der Winter heiter, dagegen hat der Sommer die grössten Wolkenmengen, also gerade umgekehrte Verhältnisse, wie in den Niederungen.

Im europäischen Russland nimmt nach Woeikof die Bewölkung von Norden nach Süden hin ab, während die jährliche Amplitude zunimmt, und zwar erstere im Sommer rascher als im Winter. Ein weiterer Unterschied ist der, dass im Norden die Extreme der Bewölkung früher eintreten, als im Süden. In den baltischen und westlichen Provinzen, sowie im zentralen Russland sind November, Dezember und Januar die wolkenreichsten Monate, dann nimmt die Bewölkung mit kurzer Unterbrechung von April zu Mai zu und er-

Digitized by Google

	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr
Faröer Ins.	74	72	76	71*	71*	72	73	82	76	73	75	71*	72
S. England	78	75	74	76	66*	68	69	67	68	67	71	71	79
Norw. Küste N	63	68	64	63	65	62	60*	62	64	68	67	67	61
„ S	69	72	69	63	60*	62	60	69	65	70	69	68	—
„ „ Inneres S	72	69	67	57	53	53	51*	56	52	60	67	68	60
„ Hochthäler	62	60	60	53*	56	58	59	65	65	64	63	65	64
Upsala	81	77	72	61	57	58	52	53	55	58	70	75	69
Deutsche Nordsee	82	75	76	63	59	57*	62	68	62	64	71	76	67
„ Ostsee	78	71	76	59	59	57*	63	69	62	64	73	74	65
Brüssel	79	77	78	71	62	63	67	63	65	58*	65	75	69
Crefeld	75	72	72	70	65	63	63	62	62	58*	63	73	66
Kassel	75	69	69	55	52	46*	50	57	50	55	61	71	59
Berlin	77	77	73	63	58	53	50	52*	55	52*	64	74	63
Breslau	76	75	72	67	65	66	57*	59	60	59	69	73	67
Wilna	76	81	71	62	52	44	46	45	47	48	62	79	59
Wiesbaden	91	69	69	49*	60	50	73	60	63	56	77	80	67
Karlsruhe	80	70	73	60	59	57	63	53*	53*	53*	68	77	64
Bayreuth	78	77	73	69	63	63	62	60*	60*	60*	66	76	68
München	73	69	59	54*	69	63	63	60	59	62	72	72	65
Prag	75	73	71	63	54	53	52	50	49	48*	61	76	60
Brünn	77	72	69	52	56	58	39*	45	41	46	53	66	56
Wien	73	72	67	62	52	51	49	45*	45*	45*	54	74	57
St. Bernhard	57	48*	55	63	58	60	63	54	59	83	59	50	57
Kärnten, Krain	76	65	58	51	60	63	51	44*	49	53	62	75	59
Canaren	51	51	44	47	45	52	50	43	34*	42	41	54	46
Lissabon	50	57	50	47	50	46	34	20	19*	36	48	54	42
Madrid	52	51	40	45	43	52	36	20*	23	39	45	51	42
Südspanien	49	51	40	45	45	42	30	25*	28	42	47	55	42
Südfrankreich	39	51	45	44	58	50	44	32*	41	40	44	45	44
Rom	48	48	47	53	38	38	32	16*	19	28	44	50	38
Dalmatien	52	49	43	46	40	33	26	17*	19	27	42	54	37
Griechenland	44	40	41	41	37	30	21	12*	14	16	34	54	39
Kairo	33	32	34	32	19	15	6*	9	9	14	18	18	21
Smyrna, Choor	52	56	51	55	45	28	12	4*	6	18	24	50	34
Petersburg	82	80	73	68	59	59	53*	55	56	63	75	84	67
Mittelrussland	82	74	70	65	62	57	53*	54	53	62	71	80	65
Mittl. Wolga	79	75	68	64	64	59	57	55*	56	65	73	79	65
Südruss. Steppe	74	73	70	68	56	48	43	37	34*	41	53	73	56
N-Ural	57	56	56	52*	57	60	58	57	62	61	65	65	59
Mittl. Ural	69	65	63	58*	62	60	62	63	64	69	78	79	66
Westsibirien	65	59	54*	58	56	56	57	54*	56	62	68	70	59
Barnaul	77	70	65	61	57*	61	61	62	62	61	63	69	64
Irkutsk	65	42	36*	40	45	61	55	56	53	53	52	59	51
Nikolajewsk A.	48	37	37	42	56	61	58	50	63	54	59	56	42
Peking	34	30*	30	42	60	67	73	74	72	53	48	39	52
Tokio	42*	42*	46	54	57	64	72	59	56	73	60	44	56
Gangesebene	19	26	21	21	17	19	45	72	70	54	16	8*	32
Indusmündung	22	26	31	33	23	24	40	73	69	47	11*	14	35
Zentralindien	18	21	19	18*	24	34	65	84	78	66	30	19*	40
Bombay	18	16	13*	18	23	41	80	91	78	75	43	22	44
Indien, Ostküste	56	43	33	29*	32	41	58	62	59	87	55	63	50
Brisbane	50	55	57	55	43	39	36	37	32*	33	44	45	44
Sidney	58	61	65	62	55	46	53	41	40*	44	53	57	53
Melbourne	55*	56	57	64	60	68	65	65	61	58	59	60	60
Spitzbergen	51*	76	72	61	66	71	81	74	64	87	82	66	71
Upernivik	41	28*	24	34	33	52	54	49	65	64	55	60	48
Sitka	65	62*	66	62*	63	65	72	72	75	72	73	68	68
Toronto	75	73	72	63	60	56	53	50	48*	50	61	74	61
Philadelphia	60	59	56	58	50	56	55	54	54	52	50	56	56
Bermuden	68	71	71	69	63	70	60	58	53*	58	63	64	54
Caracas	41*	42	42	48	58	63	70	66	70	64	63	54	57
Feuerland	72	65	65	65	60	60	53*	62	58	55	62	67	62
Kapstadt	29	28*	28*	31	40	48	49	45	46	47	40	38	39
Gabun	79	71*	74	78	78	78	79	81	83	85	87	85	80

Digitized by Google

reicht ihr Minimum im Nordwesten im Juni, im mittleren Russland im Juni oder August, getrennt durch eine geringe Zunahme im Juli. Weiter nach Süden hin fällt das Minimum in den August. In Westsibirien tritt das Minimum der Bewölkung im März und das Maximum im Spätherbste ein.

In Ostsibirien ist die Bewölkung sehr gering, das Maximum fällt im allgemeinen in den Herbst, das Minimum in die Wintermonate.

Die Tabelle (Seite 188) enthält die Bewölkung für das Jahr und die einzelnen Monate einer Auswahl von Stationen und Stationsgruppen.

Am Schlusse dieses Kapitels erwähnen wir noch kurz die erst in neuerer Zeit angefangene Messung des Sonnenscheins durch den Registrierapparat (Sunshine recorder) von H. F. Campbel (verbessert von Stokes), welchen die nachstehende Figur veranschaulicht. Eine Glaskugel wirft das Sonnenbild auf einen halb-

Fig. 38.

Sonnenschein-Autograph.

kreisförmig um die Kugel gebogenen und mit einer Zeiteinteilung versehenen Papierstreifen. Wenn die Sonne scheint, markiert sich das Sonnenbildchen auf dem Papier als schwarzer Punkt, welcher mit der Sonne weiter fortrückt und ausbleibt, wenn eine Unterbrechung des Sonnenscheines stattfindet. In der Tabelle (Seite 190) ist die tägliche Periode des Sonnenscheins für einige Stationen angegeben; es bedeutet D die Dauer des mittleren Sonnenscheines in Stunden des mittleren Monatstages und V das Verhältnis derselben zu der möglichen Dauer. Ausserdem sind für Rostock noch die Tage angegeben, an welchen Sonnenschein nicht stattfand.

---

[1]) Zeitschr. der Oest. Met. Gesellsch. 1881, 82, 84 und Met. Zeitschr. 1888, S. 199.

Digitized by Google

	Valentia W. Island		Oxford		Montpellier		Wien		Pola		Petersburg		NewYork		Allahabd		Rostock ohne Sonnenschein
	D	V	D	V	D	V	D	V	D	V	D	V	D	V	D	V	
		0,..		0,..		0,..		0,..		0,..		0,..		0,..		0,..	
Dez.	1,4*	18*	1,1*	15*	3,0*	33	2,5	27	3,0*	34	0,5	9	5,0	54	9,4	**92**	18,3
Jan.	1,8	22	1,2	15*	3,8	40	2,8	33	5,6	60	1,3	20	5,0*	**52***	8,3	78	16,0
Febr.	2,1	22	2,1	22	3,7	35	3,2	31	8,1	78	2,6	29	6,3	60	9,6	86	13,0
März	4,2	35	4,3	36	5,9	49	4,4	37	7,3	61	4,1	35	7,0	59	9,0	82	11,0
April	5,9	43	4,9	26	5,6	43	4,6	35	8,6	62	6,6	51	8,3	62	**11,1**	87	3,7
Mai	**7,8**	**51**	**6,9**	**45**	8,0	54	7,2	47	10,7	72	7,3	43	10,5	71	10,4	78	1,3
Juni	6,4	39	5,6	33	8,3	54	8,1	50	**11,5**	74	**9,8**	**54**	11,1	73	7,3	55	1,3
Juli	5,0	31	5,9	36	9,8	65	**9,3**	**59**	11,4	75	8,7	48	**11,2**	**75**	5,8	43	0,7
Aug.	5,0	34	5,4	37	**10,8**	**77**	7,5	53	11,4	**82**	7,1	46	10,1	73	4,7*	36*	0,7
Sept.	4,2	33	4,3	34	5,8	47	4,9	45	6,4	51	5,3	39	8,8	71	8,4	68	3,9
Okt.	3,7	35	3,0	29	5,5	50	2,4*	22*	3,3	30*	2,4	23	7,4	68	10,2	89	9,3
Nov.	2,5	26	2,3	27	3,7	38	2,5	27	4,3	45	0,6	8	5,5	56	8,9	82	13,7
Jahr	4,1	32	3,0	30	—	—	4,9	38	7,6	60	4,7	34	8,0	64	8,7	73	92,9

Regen und Schnee.

Der Wasserdampf, welcher durch Verdunstung von dem Erdboden der Atmosphäre sich beimischte, wird jenem hauptsächlich durch die Niederschläge in Form von Regen oder Schnee wieder zurückgegeben. Geht nämlich die Kondensation des Wasserdampfes in den oberen Schichten rasch vor sich, so bilden sich bei Temperaturen über dem Gefrierpunkte Wassertropfen, bei niedrigeren Temperaturen Eisnadeln, die sich, da sie dem hexagonalen Systeme angehören, zu regelmässigen sechsstrahligen Sternen gruppieren. Bei grösserer Menge setzen sich letztere zusammen zu unregelmässigen Schneeflocken, die wegen der vielen Zwischenräume und der unregelmässigen Anhäufung der sie zusammensetzenden Eiskristalle weiss und undurchsichtig aussehen. Die Geschwindigkeit der fallenden Regentropfen ist nach theoretischen Untersuchungen [1]) höchstens 5,03 m pro Sekunde gefunden worden. Die unter dem Einfluss des fallenden Regens in die Tiefe ausströmende Luft kann diese Geschwindigkeit unter den günstigsten Bedingungen nicht erreichen, ist vielmehr erheblich geringer, so dass also grosse Windgeschwindigkeiten durch den fallenden Regen allein, wie wir sie wohl bei Gewittererscheinungen anzunehmen geneigt sind, wenigstens direkt wohl nicht hervorgerufen werden können.

Regenmesser.

Die Menge des gefallenen Niederschlages wird durch die Höhe gemessen, welche das Regenwasser oder das Wasser des geschmolzenen Schnees einnehmen würde, wenn dasselbe nicht verdunstete oder versickerte (Niederschlags- oder Regenhöhe). Die Häufigkeit des Niederschlags wird in der Regel durch die Anzahl der Tage be-

[1]) Siehe Met. Zeitschr. 1888, S. (42).

Digitized by Google

zeichnet, an welchen es geregnet oder geschneit hat. Allein hier zeigt sich eine sehr grosse Schwierigkeit, die bis jetzt noch nicht beseitigt ist, so sehr dieses auch zur Vergleichbarkeit der Beobachtungen notwendig wäre. Die Grenze nämlich zwischen einem ganz trockenen Tage und einem Regentage ist keine ganz bestimmte, indem Tage vorkommen, an welchen nur einige Tropfen Regen fallen, die von unseren Messinstrumenten nicht angegeben werden. Wollte man nur solche Tage als Regentage bezeichnen, an welchen ein messbarer Niederschlag gefallen ist, so würde man auch hier in grosse Verlegenheit wegen der Grenze der Messbarkeit kommen, und diese Grenze würde schon je nach dem Masssystem verschieden ausfallen. Es wird sich haupsächlich darum handeln, die untere Niederschlagsgrenze für den Niederschlagstag einheitlich festzustellen, aber auch dann noch würde für die Praxis die Schwierigkeit fortbestehen, diese Grenze genau innezuhalten, was bei kleineren Regenmengen allgemein wohl nicht möglich ist, da hierbei die Verdunstung, die Konstruktion des Regenmessers, die mehr oder weniger grosse Sorgfalt des Beobachters von dem grössten Einflusse sind. Bei der grossen Schwierigkeit, in der Zählung der Regentage eine Einigkeit zu erzielen, macht Hann den Vorschlag[1]), neben der in jedem Lande üblichen Zählung der Regentage noch eine Rubrik einzuführen, welche die Anzahl der Tage angibt, an denen mindestens 1 mm (0,04 Inches) an Niederschlag gemessen worden ist. Wir können diesem Vorschlag nur beistimmen, indem so einerseits eine Vergleichbarkeit der Beobachtungen unter sich geschaffen und andererseits die Homogenität längerer Beobachtungsreihen nicht gestört wird.

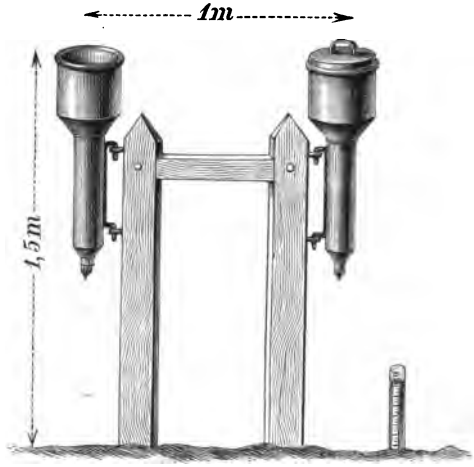
Zur Messung der Niederschlagshöhe dient der Regenmesser. Fig. 39 veranschaulicht die Regenmesser, welche an den Normalbeobachtungsstationen der Seewarte in Gebrauch sind und welche so aufgestellt werden, dass ihre Entfernung etwa 1 m beträgt. Die Grösse der Auffangsfläche misst 1 : 20 qm und wird abgegrenzt durch einen scharfen, konisch abgedrehten Ring, welcher dem Auffangsgefässe aufsitzt. Eine der beiden Auffangsöffnungen ist jederzeit mit einem Deckel bedeckt, die andere offen dem Regen und Schnee fall ausgesetzt, und zwar so, dass um 8 Uhr abends und 8 Uhr morgens der Deckel durch den Beobachter von dem einen Regenmesser auf den anderen übergesetzt wird. Die Messung des Niederschlags geschieht nur einmal täglich um 8 Uhr morgens für beide Regenmesser. Der bedeckte Regenmesser enthält den Niederschlag für die Zeit von 8 Uhr morgens bis 8 Uhr abends des vorhergehenden Tages, der andere den in der Nacht von 8 Uhr abends bis 8 Uhr morgens gefallenen. Die Regenmenge wird in einen Glascylinder abgezapft und dann die Niederschlagshöhe direkt abgelesen. Befindet sich Schnee im Regenmesser, so muss jener vor der Messung geschmolzen werden, indem man den mit dem Deckel bedeckten Regenmesser an einen warmen Ort bringt. Bei der Aufstellung der Regenmesser wird darauf geachtet, dass die Niederschläge von allen

[1]) Met. Zeitschr. 1888, S. 39.

Digitized by Google

Seiten freien Zutritt haben und daher die Entfernung der Regenmesser von den nächsten sie überragenden Gegenständen irgend erheblichen Durchmessers mindestens das Doppelte von der Höhe dieser Gegenstände über dem Rande der Regenmesser betrage und ferner, dass die Regenmesser nicht an einen dem Winde allzusehr ausgesetzten Orte zu stehen kommen. Von den vielen anderen Konstruktionen erwähnen wir noch einen von Assmann vorgeschlagenen und

Fig. 39.



sehr zweckmässigen (Fig. 41) Regenmesser, welcher zu empfehlen sein dürfte. Er besteht aus zwei fast identischen Gefässen, welche bei Schneefall einzeln funktionieren können und dadurch in bequemer Weise die Schmelzung und Messung des Schnees ermöglichen. Bei höheren Temperaturen wird das eine Gefäss auf das andere gesetzt, wodurch die Verdunstung des Wassers aus dem als Reservoir dienenden unteren Gefässe verhindert wird.

Fig. 40 zeigt einen registrierenden Regenmesser nach Hottinger's System. Aus dem Auffangsgefässe A fällt der Regen (oder geschmolzenes Schneewasser) in den Trichter a, b, welcher sich in das Gefäss d entleert, wenn sich eine bestimmte Niederschlagsmenge angesammelt hat. Das Gewicht des Niederschlags wirkt auf die Feder H, und diese hierdurch hervorgerufene Bewegung teilt sich dem Schreibstifte l mit, welcher in bekannter Weise die Regenmenge auf einer durch ein Uhrwerk bewegten Trommel k markiert. Zur Schmelzung des Schnees ist eine konstant wirkende Wärmequelle anzubringen.

Form und Grösse der Auffangsfläche, insbesondere aber Aufstellung und Höhe haben auf die gemessene Niederschlagsmenge einen Einfluss, welcher bei der Vergleichung der Beobachtungen unter Umständen störend sein kann. Ist die Auffangsfläche allzu klein, etwa unter 20 mm Durchmesser, so verringert sich die Niederschlagsmenge, insbesondere dann, wie es scheint, wenn der konische Auf-

Digitized by Google

satz verlängert ist, da hierdurch Luftwirbel entstehen, welche das Hineinfallen des Regens in den Regenmesser verhindern.

Wenn man ganz gleiche Regenmesser in verschiedenen Höhen unter sonst gleichen Umständen aufstellt, so erhält man um so geringere Niederschlagsmengen, in je grösserer Höhe dieselben aufgefangen wurden. Diese Abnahme der Niederschlagsmenge mit der Höhe beruht nicht, wie man früher meinte, auf einer Vergrösserung der Regentropfen oder Schneeflocken während ihres Falles durch die

Fig. 40.

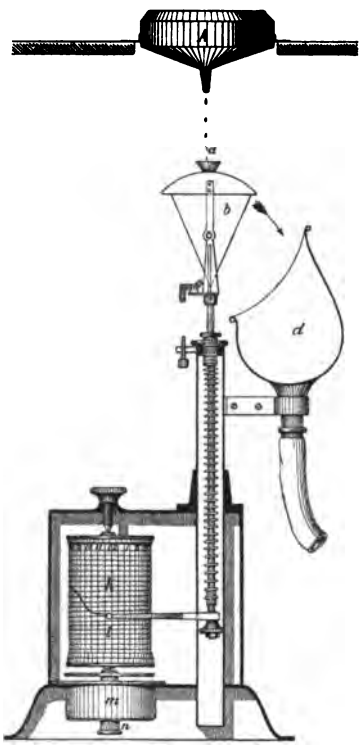
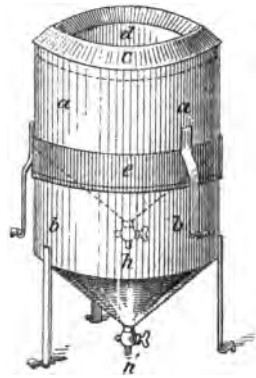


Fig. 41.



feuchten Luftschichten, sondern hat vielmehr ihren Grund einerseits in der Ablenkung der Regentropfen durch den Wind am Auffanggefäss, andererseits in dem Herauswirbeln des Schnees aus dem Regenmesser, wenn man dabei berücksichtigt, dass die Windgeschwindigkeit in den unteren Luftschichten mit der Höhe rasch zunimmt. Für das Beobachtungsjahr November 1871—1872 erhielt Wild für die Niederschlagshöhen nach der mittleren Windgeschwindigkeit geordnet folgende Resultate[1]):

Höhe über dem Boden	0	1 m	2	25	Windgeschwindigkeit m pro Sekunde
Nov. bis Dez.	100	89	86	26	2—5
Jan., Febr., März . . .	100	86	82	16	6—9
April bis Okt.	100	95	92	81	2—5
	100	94	84	56	6—9

[1]) Wild: Einfluss der Qualität und Aufstellung der Regenmesser auf die Angaben der Regenmengen. Rep. f. Met. Bd. IX. Nr. 9.

Digitized by Google

Hiernach nimmt die Abnahme der Niederschläge in den Regenmessern mit der Erhebung derselben über den Boden bei stärkeren Winden zu, und zwar rascher bei vorwiegendem Schneefall als bei vorwiegendem Regen. Es würde die Niederschlagsmenge die richtige sein, welche durch einen Regenmesser erhalten wäre, dessen Auffangsfläche in der Höhe der Erdoberfläche sich befinden würde. Nun ist aber eine derartige Aufstellung des Regenmessers, insbesondere wegen der Schneeverwehungen nicht zu empfehlen und daher begnügt man sich mit den Angaben, welche in einer etwas grösseren Höhe, in welcher Schneeverwehungen nicht mehr stattfinden, gesammelt werden.

Aus den in England in verschiedenen Höhen angestellten Beobachtungen erhielt Wild folgende Mittelwerte:

Höhe	0 m	13 m	26 m	59 m
Niederschlagsverhältnis	100	75 ± 4	64 ± 7	58 ± 6

Die in obiger Zusammenstellung mit $\pm$ bezeichneten Zahlen bezeichnen die mittlere Abweichung der einzelnen Beobachtungsdaten der betreffenden Gruppen von den vorstehenden mittleren Werten. Es ist klar, dass derartige Werte je nach den Windverhältnissen und auch der Natur der Niederschläge verschieden sein müssen. Die Vergleichbarkeit der Beobachtungen wird ferner noch erschwert durch die verschiedene Aufstellung der Regenmesser in Bezug auf die Umgebung. Um den Einfluss der Hausnähe zu untersuchen, stellte Wild Beobachtungen mit zwei Regenmessern an, von denen der eine 1,8 m hoch über dem Boden, in 3 m Abstand von dem ungefähr 6 m hohen magnetischen Observatorium und ungefähr 40 m von dem erheblich höheren Hauptgebäude entfernt im Hofe, der andere in doppelter Höhe über dem Boden und in 7,8 m Abstand vom Observatorium aufgestellt war. Es ergab sich im Mittel zweier Jahre, dass das Verhältnis der jährlichen Niederschlagssummen im Regenmesser in der Höhe von 1,8 m zu der im Regenmesser in 3,6 m Höhe wie 1071:1000 war, während bei gleich freier Exposition die Niederschlagsmengen in diesen beiden Höhen im Jahr sich verhalten sollten wie 1048:1000, wonach die Differenz von 2,3 % der geschützteren Lage des ersteren Regenmessers hauptsächlich beizumessen ist.

Weitere Beobachtungen wurden gemacht an dem eben genannten Regenmesser in 1,8 m Höhe und einem zweiten gleichen in 1,0 m Höhe, welcher zuerst mit einem 1 m hohen Zaune umgeben und nachher auf einem freien Platze aufgestellt war. Die Jahressummen des geschützten in 1,8 m Höhe und des frei stehenden in 1,0 m Höhe verhielten sich wie 1062:1000, während bei gleich freier Lage das Verhältnis 975:1000 sein sollte. Ebenso zeigte der durch den Zaun geschützte eine grössere Regenmenge als der durch das Haus geschützte.

Ein frei aufgestellter mit zwei vertikalen senkrecht sich schneidenden Scheidewänden versehener Regenmesser, um das Hinauswehen, insbesondere des Schnees zu verhindern, lieferte in 2 m Höhe 1,4 %

Digitized by Google

und in 5 m Höhe 3,0 % mehr Niederschlag, als der ohne Kreuz bei gleicher Aufstellung. In der kälteren Jahreszeit belief sich dieser Unterschied auf 3,5 resp. 8,8 %.

Zur Verminderung des Windeinflusses hat Nipher[1]) einen Schutztrichter vorgeschlagen, oder ein den Regenmesser umgebendes trichterförmiges Gefäss, dessen Oeffnung nach oben gekehrt ist und dessen Rand ungefähr in die Höhe des Regenmesserrandes oder wenig darüber fällt, während die untere engere Oeffnung an die Regenmesserwand anschliesst. Die Beobachtungen ergaben nach Wild folgendes Resultat (der Zaun ist hier eine Bretterwand von 2,5 m Höhe in nahezu gleichem Abstand vom Regenmesser in der Mitte):

1885	Regenmesser in 3 Höhe			1 m hoch
	Gewöhnl.	mit Kreuz	mit Schutztrichter	in Zaun
Januar . . .	20,3 mm	20,2 mm	28,7 mm	29,3 mm
Februar . .	38,9	41,0	47,9	43,8
März . . .	8,0	10,1	12,3	12,4
April . . .	17,5	18,9	20,4	21,1
Summe	84,7	90,2	109,3	106,6

Die von Nipher vorgeschlagene Schutzvorrichtung dürfte jedenfalls empfohlen werden, indessen erscheint es sehr wünschenswert, dass die Ansammlung des Schnees auf dem Rande des Trichters und die Anfüllung des innern Raumes mit Schnee, wodurch Verwehungen in den Regenmesser veranlasst werden, durch irgend eine Vorrichtung vermieden werden. „Behufs strenger Vergleichbarkeit der Resultate von Niederschlagsmessungen an einem und demselben Orte zu verschiedenen Zeiten oder von gleichzeitigen Beobachtungen an verschiedenen Orten unter Anwendung diverser Instrumente und ungleicher Aufstellung derselben sollte man also, da der Effekt der letzteren selbst bei mässigen Höhen leicht mehr als 10 Prozent betragen kann, suchen, besonders bezüglich der ungleichen Höhe und Aufstellungsweise Korrektionen der Reduktion auf angenäherte Verhältnisse anzubringen. In einzelnen Fällen dürfte dieses wohl annäherungsweise auf Grundlage der mitgeteilten Erfahrungen geschehen können, weitaus in der Mehrzahl der Fälle wird man sich aber namentlich in betreff der Aufstellungsart resp. der näheren und ferneren Umgebung so sehr im Ungewissen befinden, dass die Anbringung von Korrektionen als eine sehr gewagte Sache erscheinen dürfte. Will man also auch nur relative Fehler bis zu 5 Prozent in den Jahressummen und von 10 Prozent und mehr in den Monatssummen der Niederschläge von dieser Seite her vermeiden, so wird man sich durchaus über eine mehr konforme Höhe und Art und Weise der Aufstellung der Regenmesser einigen müssen (Wild)."

[1]) Vergl. hierüber auch Börnstein in Met. Zeitschr. 1884, S. 381.

Digitized by Google

Die tägliche Periode der Niederschläge.

Ueber die Verteilung der Niederschläge auf die einzelnen Tagesstunden sind bis jetzt verhältnismässig nur wenige Beobachtungen gemacht worden, ein Umstand, welcher darauf zurückzuführen ist, dass Registrier-Apparate für die Niederschläge erst in neuester Zeit an einigen Stationen aufgestellt wurden. Indessen ist die Kenntnis der täglichen Periode des Niederschlags nicht allein für die theoretische Meteorologie, sondern auch für die Praxis von grosser Bedeutung. Die Tabellen S. 197 u. 198 geben den täglichen Gang des Regenfalles für einige Stationen in Bezug auf die Menge und in Bezug auf die Regenhäufigkeit.

Bei fast allen diesen Stationen lassen sich zwei Maxima und zwei Minima sowohl der Regenmenge als auch der Regenhäufigkeit unterscheiden und zwar (die Hauptmaxima und Hauptminima sind fett gedruckt):

a) Regenmenge.

		Maxima:			Minima:		
Greenwich . . .	Winter	0—2a	6—8a	**2—4p**	2—4a	10—12a	6—8p
	Sommer	2—4a	—	4—6p	—	10—12a	6—8p
Zechen	Winter	2—4a	—	2—4p	—	8—10a	8—10p
	Sommer	4—6a	—	4—6p	2—4a	6—8a	—
Prag	Winter	4—6a	—	2—4p	0—2a	8—10a	8—10p
	Sommer	—	—	4—6p	4—6a	—	—
Wien	Sommer	0—2a	8—10a	2—4p	4—6a	10—12a	10—12p
Bern	Jahr	—	6—8a	8—10p	2—4a	—	12—2p
Modena	Jahr	4—6a	—	4—6p	0—2a	10—12a	6—8p
Pawlowsk . . .	Jahr	2—4a	—	2—4p	—	8—10a	10—12p
Coimbra	Winter	4—6a	—	2—4p	10—12p	10—12a	6—8p
	Sommer	4—6a	—	2—4p	2—4a	8—10a	6—8p
Batavia	Dez.—Febr.	0—2a	—	4—6p	—	10—12a	8—10p
	März—Sept.	—	—	4—6p	—	6—8a	—
	Okt.—Nov.	—	—	4—6p	—	6—8a	—
New York . . .	Winter	4—5a	10—11a	3—4p	—	8—9a	—
	Sommer	3—4a	11—12a	4—5p	10—11p	5—6a	3—4p

b) Regenstunden.

		Maxima:			Minima:		
Greenwich . . .	Winter	10—12p	10—12a	—	—	8—10a	8—10p
	Sommer	2—4a	—	6—8p	0—2a	—	12—2p
Zechen	Winter	4—6a	—	6—8p	0—2a	—	12—2p
	Sommer	4—6a	—	4—6p	—	10—12a	0—12p
Coimbra	Jahr	4—6a	—	2—4p	—	10—12a	10—12p
New York . . .	Winter	11—12p	11—12a	2—3p	0—2a	0—1p	8—9p
	Sommer	10—11p	3—4a	6—7p	—	9—10a	12—1p 8—9p
					0—1a	6—7a	11—12p 8—9p

Aus diesen Zahlenwerten geht im allgemeinen hervor, dass sowohl in Bezug auf Regenmenge als auch Regenhäufigkeit das Hauptmaximum nach 2^h p. m. eintritt, das sekundäre Maximum etwa 12 Stunden später in den ersten Morgenstunden, das Hauptminimum gegen Mittag und das sekundäre Minimum um die Mitternachtszeit. Die Differenz zwischen Maximum und Minimum ist nach den vorstehenden Zahlen teilweise recht erheblich und für die Praxis von nicht zu unterschätzender Bedeutung. Bemerkenswert ist, dass im nördlichen und mittleren Europa die Maxima im Sommer später eintreten, als im Winter.

Digitized by Google

Täglicher Gang des Regenfalles.

a) Regenmenge (in Tausendteilen der Summen).

		Greenwich		Zechen		Prag		Wien	Bern	Modena	Pawlowsk	Coimbra		Batavia		
		Winterhalbjahr	Sommerhalbjahr	Winterhalbjahr	Sommerhalbjahr	Dez. bis Febr.	Juni bis Aug.	Sommerhalbjahr	Jahr	Jahr	Jahr	Winterhalbjahr	Sommerhalbjahr	Dez. bis Febr.	März bis Sept.	Okt. bis Nov.
		1861—66		1857—71		1850—69		5 Jahre			1878—79	1876—80		1866—80		
vormittags	0—2	**87**	88	88	66	67*	61	**90**	95	52*	61	69	95	**112**	70	35
	2—4	73*	**113**	**93**	62*	68	57	70	81*	65	**97**	80	91*	92	35	34
	4—6	95	97	88	**78**	**87**	54*	58*	83	**95**	95	96	**109**	90	32	17
	6—8	**101**	77	79	62*	82	61	73	**84**	94	78	91	75	78	28*	15*
	8—10	100	58	**78***	65	67*	65	**78**	78	81	54*	77	70*	72	38	20
	10—12	64*	48*	82	64	81	73	63*	66	74	76	71*	72	69*	44	87
nachmittags	12—2	84	82	79	92	106	**81**	96	56*	92	97	84	89	83	104	123
	2—4	**111**	89	**98**	110	**120**	110	**155**	64	105	**114**	**95**	**92**	79	164	180
	4—6	70	**112**	83	**112**	74	**133**	98	88	**119**	91	93	73	**87**	**168**	**254**
	6—8	58*	73*	87	110	89	104	81	91	67*	91	85*	65*	75	143	123
	8—10	73	79	75*	97	75*	111	73	**107**	**78**	87	**94**	69	66*	88	65
	10—12	79	78	79	85	83	90	64*	104	**78**	59*	65*	**90**	97	86	47

Digitized by Google

b) Regenstunden.

		Greenwich		Zechen		Coimbra
		Winterhalbjahr	Sommerhalbjahr	Winterhalbjahr	Sommerhalbjahr	Jahr
vormittags	0—2	30,3	25,7*	32,9*	21,0	47,0*
	2—4	30,1	**28,1**	37,5	24,1	59,2
	4—6	30,3	27,1	**40,1**	**25,1**	**60,8**
	6—8	29,9	25,4	39,9	23,6	58,8
	8—10	28,7*	25,0	38,9	20,3	58,0
	10—12	**31,8**	22,0	37,7	20,0*	45,6*
	12—2	30,2	21,3*	35,9*	21,3	51,0
nachmittags	2—4	31,3	23,0	36,4	23,1	**51,6**
	4—6	29,2	24,7	38,2	**24,1**	49,0
	6—8	29,0	**29,7**	**38,5**	24,0	51,4
	8—10	28,8*	26,4	36,8	22,3	51,2
	10—12	**31,5**	27,0	34,1	20,9*	47,0*

Trotz der wenigen vorhandenen Beobachtungen treten die Hauptzüge der täglichen Periode der Niederschläge ganz markant hervor, so dass wir hoffen dürfen, durch Aufstellung einer grösseren Zahl registrierender Regenmesser bald zu einer vollkommeneren Kenntnis dieses interessanten Phänomens zu gelangen.

Die jährliche Periode der Niederschläge ist hauptsächlich abhängig von der geographischen Lage, weshalb wir dieselbe gleichzeitig mit der geographischen Verteilung der Niederschläge besprechen werden.

Der Einfluss der Gebirge auf die Häufigkeit und die Menge des Niederschlags tritt in allen Klimaten der Erde ganz bedeutungsvoll hervor und hat seinen Grund in dem aufsteigenden Luftstrome, welcher veranlasst wird teils durch allgemeine Luftströmungen, die zum Ansteigen an den Gebirgsabhängen gezwungen werden, teils durch aufwärts gerichtete Luftströmungen im Gebirge selbst, wodurch, wie bereits oben auseinandergesetzt wurde, Abkühlung und Verdichtung des Wasserdampfes verursacht wird. Ueberall, selbst in fast regenlosen Wüstengegenden, wo grössere Gebirge sich erheben, finden reichlichere Niederschläge statt, welche eine Zunahme der Vegetation mit der Höhe ermöglichen. Diejenigen Gebirgszüge, welche zu den vorherrschenden Winden mehr oder weniger senkrecht gerichtet sind, haben nach der Luvseite hin reichliche Niederschläge, während die Leeseite trocken ist, wie ohne weiteres eingesehen werden kann. In den Passatgebieten ist es die Ostseite, namentlich wenn ein Seewind von Osten her weht, dagegen in höheren Breiten ist es die Westseite, welche die grösseren Regenmengen aufweist.

Digitized by Google

Als Beispiele der sehr verschiedenen Regenmengen auf der Leeseite und der Luvseite der Gebirge führen wir folgende an: Der Passat, aus kühleren Gegenden kommend, nimmt kontinuierlich an Wärme und daher auch an Trockenheit zu, und ein Grund zu Niederschlägen ist wenigstens auf dem Meere und in der Ebene nicht gegeben. Indessen ist sein Dampfgehalt bei der hohen Temperatur immerhin ein beträchtlicher, insbesondere dann, wenn er längere Zeit über dem warmen Meere geweht hat, so dass schon eine unerhebliche Abkühlung genügt, denselben in einen Regenwind zu verwandeln. Ueberall dort, wo er gebirgige Küsten zu überschreiten hat, oder wo er landeinwärts auf höhere Gebirge stösst, gibt er Veranlassung zu anhaltenden und ergiebigen Regenfällen und bewirkt nicht selten eine völlige Aenderung in den Regenzeiten. Diese Verhältnisse zeigen sich deutlich ausgesprochen auf den Inseln des Grossen Ozeans und in Westindien. Hier wird die Regenmenge und die Regenverteilung auf die einzelnen Monate des Jahres durch die Lage geregelt. Die Seite der höheren Inseln, welche dem Passate zugekehrt ist, zeichnet sich durch reichliche Feuchtigkeit während des ganzen Jahres und durch üppige Vegetation aus, während auf der dem Passate abgewendeten Seite die Regenzeit mit dem höchsten Sonnenstande beginnt und mit der Entfernung der Sonne der Trockenheit Platz macht, weshalb dieselbe meist an Dürre leidet. Im östlichen Polynesien liegen die niedrigen Guanoinseln, auf welchen jahraus jahrein der Passat weht, in unserem Sommer aus südöstlicher, im Winter aus nordöstlicher Richtung. Hier überweht der Passat ungehindert das niedrige Land, welches noch ausserdem kräftig erwärmt wird, und daher die sehr grosse Regenarmut, welche die Bildung von Guanolagern gestattet. Die westindischen Inseln, welche unter der Herrschaft des Nordostpassates stehen, zeigen auf der Nord- und Südseite ganz erhebliche Unterschiede. Auf St. Helena, welche Insel im Bereiche des Südostpassates liegt, fallen auf der Nordseite zu Jamestown jährlich durchschnittlich nur 135 mm Regen, während in Longwood (frei dem Passate ausgesetzt bei einer Höhe von 440 m) die mittlere Regenmenge 1055 mm, also ungefähr das Achtfache, beträgt. Auf Madagaskar weisen die Ost- und Westseite schroffe Gegensätze auf, die letztere wird durch den Südostpassat sehr reichlich befeuchtet.

Sogar dort, wo die herrschenden Winde sehr arm an Wasserdampf sind, sind die Gebirge mehr oder weniger regenreich. So fällt in den gebirgigen Gegenden der Sahara viel mehr Regen, als man früher anzunehmen geneigt war.

Im tropischen Südamerika und Südafrika bedingt die verschiedene Lage der Gebirge grosse Kontraste in den Regenverhältnissen. In Südamerika schlägt der Südostpassat seinen Wasserdampf an den Gebirgshöhen der Ostküste nieder, dagegen ist die Westseite der Anden regenarm.

Der Einfluss der Gebirge zeigt sich sehr ausgesprochen in Indien. In Bombay, an der Westseite des Ghatsgebirges, welche dem Südwestmonsun offen liegt, beträgt die jährliche Regenmenge an der Küste

Digitized by Google

1881 mm, in Mahabaleswar, in einer Seehöhe von 1384 m auf dem Kamme der Westghats, steigt sie zu der ausserordentlichen Menge von 6460 mm, dagegen in Puna, auf der Ostseite in 610 m Seehöhe, fällt sie plötzlich auf 760 mm.

Von den europäischen Gebirgen kann allenthalben nachgewiesen werden, dass die Westseite, die den vorherrschenden dampfreichen südwestlichen und westlichen Winden ausgesetzt ist, die regenreichste ist. Die grössten Regenmengen entfallen auf die Westseite Schottlands und Nordwestenglands, dagegen ist die Ostküste verhältnismässig sehr regenarm. Auf der Westseite fallen jährlich bis über 3000 mm Regen, wogegen die Ostküste durchschnittlich etwa 700 mm aufweist. Auch an der norwegischen Küste zeigt sich diese Verschiedenheit ebenso deutlich: während an der Westküste die Regenmenge bis zu 1900 mm ansteigt, sinkt sie an der Ostküste bis auf etwa 300 mm herab.

Nicht minder ausgeprägt ist das rasche Herabsinken der Regenmenge im nordwestlichen Spanien von dem regenreichen Galicia, an der Westseite der Gebirgskette gegen das Trockengebiet von Salamanca, welches nach allen Seiten von Gebirgen geschützt ist. Der Unterschied in der jährlichen Regenmenge zwischen den nur 20 geographische Meilen auseinanderliegenden Orten Santiago und Salamanca beträgt 1370 mm.

In Deutschland erstrecken sich die meisten Gebirgszüge von Nordwest nach Südost. Da nun in Deutschland Südwestwinde vorherrschend sind, so werden diese fast senkrecht zur Richtung der Gebirge wehen und daher wird die Südwestseite die regenreichere, die Nordostseite die regenärmere sein, und zwar um so mehr, je mächtiger die Gebirge sind. Selbst kleinere Gebirgszüge zeigen dieses sehr deutlich; so haben Münster, Gütersloh und Paderborn, an der Südwestseite des Teutoburger Waldes, eine durchschnittliche jährliche Regenmenge von 694 mm, wogegen an der Nordostseite in Salzuflen und Hannover im Mittel nur 578 mm Regen fallen.

Auch mit Annäherung an die Gebirge nimmt der Niederschlag zu; dieses zeigen die Niederschläge im Harz und Umgebung, wo die Regenmenge mit der Annäherung wächst und, nachdem der Gipfel überschritten ist, wieder abnimmt.

	Göttingen	Heiligenstadt	Ballenstedt	Klausthal	Brocken	Wernigerode	Salzwedel
Seehöhe . .	130	221	255	565	1134	246	40 m
Regenmenge	550	601	953	1427	1700	724	585 mm

Für die Tropen gibt Blanford folgendes Beispiel, wobei die Stationen in einer Ebene, in einer Seehöhe von nahezu 20 m liegen:

	Dacca	Bogra	Mymensingh	Silhet
Entfernung vom Fuss des Chassiageb.	161	96	48	32 km
Regenmenge	191	231	274	380 cm

Der Grund dieser Erscheinung liegt offenbar darin, dass die fortbewegte Luft schon in grösserer Entfernung von dem sich ihr entgegenstellenden Hindernisse zum Aufsteigen gezwungen wird.

Digitized by Google

Dass die Regenmengen mit der Höhe zunehmen, veranschaulicht jede Regenkarte, auf welcher die Orte gleichen Niederschlags durch Linien verbunden sind: diese gibt gleichzeitig ein allgemeines Bild der orographischen Verhältnisse des bei ihr zu Grunde liegenden Gebietes. Als Beispiel der Zunahme der Regenmenge mit der Höhe wählen wir (nach Hann, Klim.) das deutsche Mittelgebirge:

Seehöhe	1—200	2—300	3—400	4—500	5—700	700—1000 m
Regenfall cm . . .	58	65	70	78	85	100

Welche Seite eines Gebirges die Regenseite ist, hängt offenbar ab von der Windrichtung und diese von der Druckverteilung, so dass also bei veränderter Druckverteilung die sonst normalen Verhältnisse sich umkehren können. So hat Ferrari[1]) für die Apenninenketten nachgewiesen, dass es am Westabhange fast nur dann regnet, wenn das Depressionszentrum im Norden liegt (also bei südwestlichen Winden), dagegen auf der Ostseite, wenn die Depression im Süden und besonders im Südwesten Italiens sich befindet (also bei östlichen Winden).

Da der aufsteigende Luftstrom immer mehr an Temperatur und Feuchtigkeit abnehmen muss, so muss die Zunahme des Niederschlags mit der Höhe notwendig eine Grenze haben, so dass sich in irgend einer Höhe eine Zone findet, wo das Maximum des Niederschlags erreicht ist und dieser sowohl auf- als abwärts abnimmt. Für den nordwestlichen Himalaya hat Hill[2]) diese Maximalzone in 1200 m (960 m über der Ebene) nachgewiesen, in jener Region, wo im Mittel der aufsteigende Monsun den Punkt der Sättigung mit Wasserdampf erreicht. Ist der Regenfall in der Ebene gleich 1, so beträgt derselbe nach Hill für je 1000 Fuss (304,8 m):

in	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	2,52	3,40	3,70	3,56	3,10	2,44	1,70	1,00	0,46	0,20

Im Winter und Frühjahr erreicht der Regenfall in beträchtlich grösserer Höhe sein Maximum, als in den übrigen Jahreszeiten.

Die Maximalzone für die westlichen Ghats beträgt nach Sykes 1400 m. „Alle regenreichsten Stationen in Indien," bemerkt Hill, „einschliesslich Mahabaleswar, Merkara und Utray Mulay in den Ghats, sowie Cherra Punji in den Chassia Hills liegen ungefähr in der Seehöhe von 4000 Fuss (1219 m)."

Ferner ist die Höhe der Maximalzone in Java nach Junghuhn ungefähr 1000 m für Java und nach Phillipps für den englischen Seendistrikt circa 500 m.

Die vertikale Verteilung und die Maximalzone des Niederschlags am Nordabhange der Bayerischen Alpen ist von Erk[3]) für die Zeit von November 1883 bis November 1885 eingehend untersucht worden. Als Schlussresultat ergab sich: „Es existiert eine jahreszeitliche

[1]) Vergl. „Das Wetter" 1887, S. 15.
[2]) Vergl. Zeitschr. der Oesterr. Met. Gesellsch. 1879. S. 161.
[3]) Vergl. Met. Zeitschr. 1887. S. 55.

Digitized by Google

vertikale Verschiebung der Zone maximalen Niederschlags am Nordabhange der Bayerischen Alpen, welche, soweit die bisher zur Verfügung stehenden Mittel erkennen lassen, in erster Linie von der Jahresperiode der Temperatur abhängig ist. Mit Bestimmtheit tritt eine einfache Maximalzone häufig im Winter in den Lagen von 600—1000 m auf; es darf aber nicht verkannt werden, dass dieselbe nicht regelmässig und durch den ganzen Winter anhaltend erscheint, sondern sie bildet ein Seitenstück zur Temperaturumkehr mit der Höhe, welche ja auch fast in jedem Winter und ebenfalls mit zeitlicher Unterbrechung wiederkehrt." Bemerkenswert ist, dass, wenn die Maximalzone im Sommer höher hinaufrückt, in den tieferen Lagen gewöhnlich ein sekundäres Maximum zurückbleibt, welches im allgemeinen seinen Grund in den Gewitterregen im Alpenvorlande hat. Die höchste hier in Betracht kommende Station war der Wendelstein in einer Höhe von 1730 m und über diese Höhe scheint die Maximalzone hinauszurücken; nach Hann dürfte dieses Maximum nicht weit über 2000 m liegen.

Schneegrenze.

Unter Schneegrenze versteht man die äusserste Seehöhe, über welche hinaus der Schnee nicht mehr wegschmilzt. Diese Grenze befindet sich in stetiger Wanderung auf- und niederwärts begriffen und ist abhängig vom Schneefall und von der Temperatur des Erdbodens. Sie wird also steigen bei höherer Temperatur und geringerem Schneefall, dagegen sinken bei geringerer Wärme und ergiebigeren Schneefällen. Auch in der Ebene kann man von einer Schneegrenze sprechen, indessen gilt dieses nur für die kältere Jahreszeit, indem im Hochsommer, wenigstens auf der nördlichen Hemisphäre sich nirgends Schnee befindet. Im Winter rückt die Schneegrenze weit nach Süden, im mittleren und östlichen Asien, sowie in den östlichen Gebieten Nordamerikas bis zu etwa 45° n. B., so dass also die Schneebedeckung in der kälteren Jahreszeit eine ganz bedeutende Ausdehnung hat.

Die folgende Tabelle gibt nach Berghaus die untere Schneegrenze und die mittlere Jahrestemperatur für einige Gebirge:

Gebirge	Geograph. Breite	Schneegrenze	Mittlere Jahrestemp.
Anden von Quito	Aequator	4800 m	1° C.
Himalaya, indische Seite	27—34° N	4940	0,5
„ tibetanische Seite	27—34	5670	— 2,8
Karakorum	28—36	5800	— 3,9
Mittel- und Westalpen	46	2700	— 2,8
Tiroler Zentralalpen	47	2820	— 3,8
Hohe Tauern	47	2860	— 3,4
Nowaja Semlja (Matotschkin Scharr)	73½	600	— 11,0
Spitzbergen (Hornsund)	77	460	— 10,0

Digitized by Google

Die Bearbeitung der 30jährigen Reihe über die Höhe der Schneelinie am Säntis und in der NE-Schweiz durch Denzler[1]) ergab folgendes Resultat:

Monat	Untere Schneegrenze m	Mittlere Temperatur an derselben ° C.	Isotherme von 0° m	Differenz gegen Schneegrenze m	Höhe der Isotherme 0° C. in Metern: Nordalpen	Südalpen	Differenz
	Untere Schneegrenze, mittere Temperatur an derselben und Höhe der Isotherme von 0° am Säntis:						
März	720	2,4	1130	410	1040	1380	340
April	910	6,3	1910	1000	1900	2070	170
Mai	1310	7,4	2510	1200	2500	2600	100
Juni	1910	7,2	3040	1130	3080	3180	100
Juli	2500?	5,6	3400	900	3500	3590*	90
Aug.	?	—	3400	?	3520*	3550	30
Sept.	2100	5,5	3080	980	3170	3170	0
Okt.	1740	3,2	2370	630	2400	2470	70
Nov.	1020	0,5	1120	100	1080	1460	380
Dez.	750	— 1,9	250	— 500	110	770	660
Jan.	—	—	—	—	80*	550*	470
Febr.	—	—	—	—	540	930	390

Hiernach rückt die untere Schneegrenze nicht parallel mit der Isotherme von 0° aufwärts, sie bleibt am tiefsten unterhalb derselben zur Zeit des raschesten Emporsteigens der Nullisotherme, der Unterschied erreicht sein Maximum im Mai mit 1200 m, im Hochsommer bleibt die Schneegrenze etwa 1000 m unter der Nullisotherme, sinkt dann aber langsamer wieder herab als diese, so dass letztere sie schon Ende November einholt und im Dezember beträchtlich tief unter dieselbe hinabsinkt. Auf der Nordseite (Säntisstock bis zum Brenner) und auf der Südseite (Südtirol und Gebiet der italienischen Seen) ist der Unterschied zwischen der Höhe der 0°-Isotherme im Winter am grössten, am kleinsten (0°) im September, dann folgt wieder sehr rasche Zunahme. Ferner rückt die 0°-Isotherme rasch hinauf im März und fällt sehr rasch im Oktober und November.

An den Nord- und Südgehängen des mittleren Innthales sind in der Zeit von 1863—78 von Kerner Beobachtungen über die Höhe der Schneegrenze gemacht worden[2]); sie ergaben folgendes Resultat (s. Tabelle S. 204).

Im Laufe des Frühlings steigt die Schneegrenze langsam, rascher nach dem Sommer hin; das Abfallen geschieht am raschesten vom September nach dem Oktober. Die weitere Untersuchung zeigte ferner, dass die Beziehungen zwischen Schneegrenze und Temperatur keineswegs so innige sind, als man erwarten sollte. Den bedeutendsten Einfluss auf die Schneegrenze haben Insolation, Wind und Niederschlagsmenge.

Die unteren Schneemassen an der Grenze des ewigen Schnees verwandeln sich in der Regel in Eis, welches weiter nach unten bis in die Thäler hinunterdringt. Diese Eismassen, die unter dem

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. u. Oest. Alpenvereins 1886, 17. Bd.
[2]) Met. Zeitschr. 1888, S. (30).

Digitized by Google

Innthal. (Höhe in Metern.)

	Nordgehänge						Südgehänge					
	Mittlere Höhe	Mittleres Maximum	Mittleres Minimum	Extreme Monatsmittel		Mittlere Abweichung	Mittlere Höhe	Mittleres Maximum	Mittleres Minimum	Extreme Monatsmittel		Mittlere Abweichung
Dez. . ..	741	1350	?	1337	(570)	201	680	1254	?	1031	(570)	136
Jan. . .	647*	1263*	?	1250	(570)	120	592*	842*	?	744*	(570)	35
Febr. . .	738	1593	?	1139	(570)	145	598	910	?	884	(570)	42
März . .	960	1808	?	1508	587	**298**	722	1129	?	1221	(570)	113
April .	1267	2304	663	1616	855	152	1106	1575	668	1419	794	114
Mai . .	1699	2627	1012	2250	1275	186	1543	2048	996	2034	1223	**145**
Juni . .	2192	2925	1994	2446	1299	113*	2029	2299	1599	2185	1919	97
Juli . .	2677	3281	**2075**	2879	2260	115*	2467	2621	**2002**	2551	2106	107
Aug. . .	3127	**3371**	1889	3194	2652	136	**2982**	3025	1843	**2989**	**2387**	143
Sept. . .	**3207**	3084	1585	3212	2136	243	2761	**3082**	1524	2899	1697	215
Okt. . .	2154	2384	916	2883	1560	**304**	1890	2451	863	2274	1218	**258**
Nov. . .	1303	1524	573	1570	907	222	1007	1720	570	1365	598	193

Digitized by Google

Namen Gletscher bekannt sind, ändern ihre untere Grenze während des Jahres sehr wenig. Die Gletscher dringen um so tiefer hinab, je reichlicher die Verluste durch Schmelzung ersetzt werden. Die folgende Tabelle nach Woeikof zeigt den sehr grossen Unterschied der mittleren Jahrestemperaturen an den unteren Gletscherenden:

Gegend	Bergkette und Abhang	Breite	Seehöhe m	Wahrscheinliche Jahrestemperatur
Nowaja Semlja, W-Ufer	Westabhang	73½°	0	— 7,9°
W-Norwegen	Skand. Alpen, Gruppe Jootedal	61½	400	4,8
E-Sibirien, Gouv. Irkutsk	E-Sajan, M.-Sardyk, S-Abhg.	52	3240	— 9,7
W „	Altai	50	1240	— 1,6
Tirol	Zillerthaler Alpen	47	1740	1,5
„	Ortler Alpen	46½	1850	1,4
Schweiz	Berner Alpen, N-Abhg.	46½	983	5,8
Savoyen	Alpen, Montblanc-N-Abhg.	46	1099	5,9
Swanetien (Gouv. Kulais)	Kaukasus, SW-Ahhg.	43	1954	4,9
Daghestan (Gr. d. Gouv. Baku)	Kaukasus, Gruppe Schach-Day, N-Abhg.	41	3163	— 2,3
Mittelasien, Peries Sarawsthan	Altaigebirge, SW-Abhg.	39½	2700	3,0
W-Tibet	Karakorum, Gletscher Biafo	35½	3012	5,9
Mexiko	Orizaba	19	4015	4,8
Neuseeland, S-Insel	Neuseeländische Alpen, E-Abhg.	43½	835	7,0
„ „	„ „ W-Abhg.	43½	212	10,0
Patagonien	Anden, W-Abhg.	46½	0	8,7

Als sehr bemerkenswert heben wir aus dieser Tabelle die geringe Höhe der Gletscherenden in Neuseeland und in Westpatagonien bei mittleren Jahrestemperaturen von 10 resp. 9° C. hervor. In hohen Breiten, wie in Grönland und auf Spitzbergen, senken sich die Gletscher bis hinab ins Meer, dabei brechen die Gletscherenden ab und schwimmen als mächtige Eisberge weit weg auf dem Ozean, wo sie oft von den Strömungen erfasst und in wärmere Meeresteile hingetrieben werden. Der durch die Schmelzung verursachte Wärmeverlust ist sehr erheblich und dürfte auf die Lufttemperatur einen nicht zu unterschätzenden Einfluss ausüben.

Die Aequatorialgrenze des Schneefalls reicht nach H. Fischer[1]) über den Kontinenten im allgemeinen bis zu den Wendekreisen hinab, im westlichen Südamerika sogar bis zum 8. Grad s. B. und läuft auf dem Meere im allgemeinen mit den 35. Breitegraden parallel.

Interessant ist noch die Frage, innerhalb welcher Temperaturgrenzen die Schneefälle stattfinden. Diese Frage ist für das Erzgebirge in 500 m Seehöhe (Schneeberg) von Berthold mit Hilfe 10jähriger Beobachtungen untersucht worden[2]), wobei sich das folgende Resultat ergab:

---

[1]) Aequatorialgrenze des Schneefalles. Inaug.-Diss. Leipzig 1888.
[2]) Siehe Met. Zeitschr. 1888, S. 30.

Digitized by Google

Monat	Zahl der Fälle	Mittlere Stärke mm	Mittlere Temperatur	Temperaturgrenzen	
Oktober . . .	25	2,2	+ 1,3°	+ 8°	− 3°
November . .	65	3,1	− 1,3	+ 3	− 10
Dezember . .	111	3,1	− 1,9	+ 5	− 13
Januar	103	2,1	− 3,8	+ 3	− 13
Februar . . .	85	2,4	− 1,3	+ 6	− 13
März	118	3,5	− 1,3	+ 4	− 10
April	47	2,4	− 1,6	+ 7	− 7
Mai	20	1,5	+ 3,9	+ 9	− 1
Jahr	57,7	2,75	− 1,33	+ 9	− 13

Verteilung der Niederschläge.

In allen Teilen der Erde sind die Niederschlagsverhältnisse grösstenteils abhängig von lokalen Umständen, so dass schon in ganz geringen Entfernungen grosse Verschiedenheiten sich zeigen können. Dieses gilt nicht nur für Hügel- und Gebirgsländer, sondern auch für ganz ebene Distrikte, insbesondere in Bezug auf die Regenmenge. Sehr lehrreich sind die Ergebnisse, welche Hellmann aus Regenmessungen erhielt, die in Berlin und Umgebung auf einem Gebiete von ca. 40 qkm an einer grösseren Anzahl von Orten gemessen wurden. Das Verhältnis der grössten zur kleinsten Niederschlagsmenge betrug:

im Winter	Frühling	Sommer	Herbst
1,73	1,53	2,13	1,57

Im Winter ist das Verhältnis grösser, als im Frühlinge und Herbste, aber kleiner als im Sommer. Ueberhaupt sind die Unterschiede sehr erheblich und scheinen ihren Grund zu haben in der verschiedenen Zugänglichkeit der einzelnen Regenmesser für den Wind. Daher kommt Hellmann zu dem Schlusse, dass es sich empfehlen würde, einen auf freiem Terrain aufgestellten Regenmesser mit einem Schutzzaun zu umgeben (vgl. oben S. 196). Die Verschiedenheiten in der Regenmenge sind bei hügeligem oder gebirgigem Terrain je nach der Lage im allgemeinen viel grösser, selbst bei Orten, die in unmittelbarer Nachbarschaft liegen, als in freier Ebene. Aus diesen Gründen ist die einigermassen genaue Kartographierung der Regenmengen selbst für kleinere Gebiete mit reichlichen Stationen sehr schwierig, für grössere Gebiete, für welche zum Teil spärliche oder lückenhafte Beobachtungen vorhanden sind, kaum möglich. Daher kann die Karte Fig. 42, welche nach Loomis konstruiert ist, nur eine sehr rohe Vorstellung von der Verteilung der Regenmengen auf den Festländern geben, wobei die Angaben für mehrere ganz grosse Gebiete nichts weiter als Vermutungen und rohe Schätzungen sind.

Die grösste bekannte Regenmenge unserer Erde fällt zu Cherapunji, auf dem Plateau der Chassia Hills in 1200 m Seehöhe. Hier fallen nach langjährigen Beobachtungen im Jahre durchschnittlich 1209 cm Regen. Diese Regenmenge tritt indessen ganz lokal auf,

Digitized by Google

Fig. 42.

Digitized by Google

da hier der Südwestmonsun bei hoher Temperatur und gesättigtem Wasserdampf besonders rasch emporsteigt. Hier sind Regenfälle von über 50 cm in 24 Stunden nicht selten, welche Regenmenge etwa $^3/_4$ der in Deutschland durchschnittlich fallenden Menge entspricht; ja an einem Tage, am 14. Juni 1876, fielen daselbst nicht weniger als 104 cm Regen. Sehr grosse Regenmengen fallen ausserdem in den Westghats (Mahabaleswar 663 cm), in Burma (Akyab 502 cm, Sandoway 538 cm, Tavoy 498 cm, Port Blair 300 cm) und an der Westseite der Insel Ceylon.

In Niederländisch-Indien haben nach 10jährigen Beobachtungen Buitenzorg 482 cm, Oenarang 481 cm, Pelantoegan 455 cm und Padang 458 cm Regen im Jahresmittel. Grosse Regenmengen fallen auf fast allen tropischen Inseln, insbesondere dann, wenn sie gebirgig sind, an den Westküsten des tropischen Afrika, im tropischen Amerika, an den Westküsten Nordamerikas nördlich vom 40. Breitegrade und in den höheren Gebirgen der ektropischen Gegenden.

In Europa fallen im Seendistrikte von Cumberland Regenmengen, die sich nur mit den tropischen vergleichen lassen: The Stye 472 cm, Seatwaite 364 cm, in Schottland Glencroe 326 cm, Wales 297 cm. Auf der Nordseite der Serra da Estrella fallen an 350 cm Regen.

In Deutschland treten die jährlichen Regenmengen gegen die oben genannten ganz erheblich zurück; die regenreichsten Gegenden (über 150 cm) mögen durch nachstehende Stationen vertreten sein: Kreuth (im obersten Thale der Mangfall) ca. 200 cm, Wildenstein (Hochvogesen) 192 cm, Melkerei in den Mittelvogesen 172 cm, Schweigmatt 167 cm, Höchenschwand (im Schwarzwald) 159 cm, Baden-Baden 166 cm und Brockengipfel ca. 167 cm.

Die geringsten Regenmengen der Erde fallen in der grossen Wüstengegend, die sich vom Atlantischen Ozean ostwärts über ganz Nordafrika hinaus nach dem Indus erstreckt (Biskra in Algerien 22 cm, Alexandria 21 cm), in der aralokaspischen Region (Astrachan 14 cm, Alexandrowsk 13 cm), in der Gobi-Wüste, in den Wüstengegenden Australiens, Südwestafrikas, Südamerikas westlich von den Anden, in Nordamerika am Koloradoflusse, in Britisch-Amerika östlich vom Felsengebirge und in Nordostasien.

In Europa sind die Regenmengen sehr gering: unter 30 cm in Salamanca und Lerida, welche Orte im Windschatten der westlichen und nördlichen Gebirgsketten liegen. In Norddeutschland existieren nach Hellmann nur drei kleine Trockengebiete mit einer Regenmenge von unter 50 cm, nämlich eins in Westpreussen, nordöstlich von Thorn, bis zur Drewenz und Liebe, ein zweites im Anhaltischen um Bernburg und ein drittes, noch kleineres bei Riesa an der Elbe. In Süddeutschland ist der westliche Teil von Rheinhessen am regenärmsten. Am intensivsten und umfangreichsten sind die Trockengebiete des ganzen mittleren Böhmen, sowie der Grenzlande von Mähren und Niederösterreich, wo die jährliche Regenhöhe an einzelnen Orten bis auf etwa 38 cm herabsinkt, wie es sonst nirgends in Mitteleuropa der Fall ist.

Digitized by Google

Die von Loomis konstruierte Regenkarte (Figur 42) benutzte John Murray[1]), die Wassermasse zu berechnen, welche jährlich auf die Landfläche der Erde fällt, indem er die Areale unter 10, 10—25, 25—50, 50—75 und über 75 Zoll Regenhöhe mit dem Planimeter abmass. Diese Rechnung führte zu dem folgenden interessanten Resultat:

Gebiet	Areal in 1000 qm	Regenhöhe mm	Totaler Regenfall cbm
1. Nach Kontinenten (ohne Inseln):			
S-Amerika	18260	1670	30420
Afrika	29475	825	24255
N-Amerika	21760	730	15890
Europa	9800	615	6015
Asien	42015	555	23295
Australien	7780	520	4035
Antarktis	9230?	765?	7030?
2. Nach Einzugsgebieten der Ozeane:			
Atlantischer Ozean	37015	1340	49420
Mittelländischer Ozean	7690	870	6655
Ostsee	1585	465	735
Arktisches Meer	22420	400	8915
Stiller Ozean	19620	1065	20885
Indischer Ozean	17640	1035	18240
Antarktisches Meer	9230?	765?	7030?
Summe	115200	970	111850
3. Abflusslose Gebiete:			
Abessinien	130	1270	155
S-Amerika	1315	530	695
N-Amerika	710	510	365
Kalabari	160	375	60
Sahara	8930	340	3035
Europa und Asien	14495	275	3980
Australien	3990	265	1000
Summe	29730	315	9340
4. Nach der geographischen Breite:			
80—90° N	220	340	75
70—80	3135	355	1105
60—70	13120	370	4895
50—60	14445	550	7890
40—50	16305	570	9220
30—40	15205	555	8380
20—30	15255	675	10270
10—20	11745	950	11160
0—10	10045	970	19730

[1]) Scott: Geogr. Magazin. Vol. III, Nr. 2, 1887; Referat in Met. Zeitschrift. 1887. S. (63).

Digitized by Google

	Areal in 1000 qm	Regenhöhe mm	Totaler Regenfall cbm
60—90° S	923	765?	7030
50—60	200	1045	210
40—50	990	1055	1045
30—40	3890	700	2705
20—30	9280	655	6080
10—20	9500	1230	11635
0—10	10525	1885	19805

5. Nach Schwellenwerten der Regenhöhe:

Unter 10 Zoll	31620	125	4015
15—25	44310	465	20475
25—50	36135	615	32990
50—75	23660	1505	37635
Ueber 75 Zoll	9200	2930	27165
Summe . . .	145020	840	122280

Aus diesen Zahlen berechnet Murray die Wassermassen, die jährlich von den Gewässern der Kontinente den Ozeanen zugeführt werden (9340 cbm Niederschlag fällt in abflusslosen Gebieten und wird von der Verdunstung vollständig absorbiert, indem hier die mittlere Regenhöhe 315 mm der Verdunstung das Gleichgewicht hält). Eine Vergleichung der Abflussmenge, der im betreffenden Stromgebiete gefallenen Niederschlagsmenge und der Verdunstung gibt nachstehende Tabelle:

	Areal in 1000 qm	Regenfall cbm	Abfluss cbm	Abfluss-faktor	Ver-dunstung mm	Regen mm
1. 50—60° N	480	238	92	1 : 2,9	365	555
2. 40—30	4750	3537	1104	1 : 3,1	510	745
3. 30—40	6300	6003	748	1 : 8,0	835	955
4. 20—30	6385	6000	865	1 : 6,9	805	940
5. 10—20	1325	1893	722	1 : 2,6	885	1430
6. 10° S bis 10° N	11425	20282	4549	1 : 4,5	1375	1775
7. 20—40° S	3700	4506	1014	1 : 4,5	950	1225
Summe . .	34365	42519	9094	1 : 4,7	965	1240

1. Rhein, Oder, Memel, Weichsel. 2. St. Lawrence, Donau, Po, Wolga, Seine, Rhone, Dnjepr, Loire, Dnjestr. 3. Yangtsekiang, Hoango, Nil, Peiho. 4. Mississippi, Rio grande, Indus, Ganges. 5. Magdalena, Irawadi, Kistna, Godavery. 6. Orinoco, Amazonas, San Francisco, Congo. 7. Orange, Olifant, La Plata, Uruguay.

Hiernach ist das Verhältnis der Abflussmenge zu der Niederschlagsmenge, oder der Abflussfaktor in höheren Breiten verhältnismässig hoch. In etwa 30° Breite erreicht dasselbe sein Minimum und nimmt in den Tropen wieder zu. Die im Laufe eines Jahres zum Ozean abfliessende Wassermasse aus den gesamten auf die peripherischen d. h. nicht abflusslosen Gebiete fallenden Wassermassen beträgt 24600 cbm. Johnson fand 56800, Reclus 28000 und Woeikof 16800 für das Jahr. Von jenen 24600 cbm strömen nicht weniger als 16400 dem Atlantischen Ozean zu. Zieht man vom

Digitized by Google

totalen Regenfall die den Ozeanen zugeführten Wassermassen ab, so bleiben noch 8720 cbm, welche jährlich durch Verdunstung von der Landoberfläche der Atmosphäre wieder zurückgegeben werden.

Wenn auch die oben mitgeteilten Zahlen nur ein sehr rohes Bild der wirklichen Thatsachen geben, so haben sie doch ein ganz entschiedenes Interesse und dürften zu weiteren Untersuchungen nach dieser Richtung hin Veranlassung geben.

Nach diesen allgemeineren Darlegungen wollen wir versuchen, die Regenverhältnisse der verschiedenen Klimate im grossen Ganzen darzustellen.

Tropische und subtropische Regen.

Wie in den Tropen der Verlauf der Witterungserscheinungen in der jährlichen Periode überhaupt ein sehr regelmässiger, von dem Sonnenstande abhängiger ist, so steht auch der Gang des Regenfalls in inniger Verknüpfung mit dem jährlichen Laufe der Sonne. Indessen zeigen die Regenverhältnisse in den Tropen unter sich so viele Verschiedenheiten untereinander, dass diese viel mannigfaltiger sind, als die Verhältnisse der übrigen meteorologischen Elemente. Der Grund dieser Verschiedenheiten liegt hauptsächlich in dem Verhalten der Passate, deren Regelmässigkeit schon durch kleine Ursachen gestört werden kann, und in den durch die ungleiche Erwärmung von Wasser und Land hervorgerufenen Luftdruckunterschieden, wodurch Monsunwinde hervorgerufen werden, welche sowohl in grossem Massstabe wie auch im kleinen auftreten können, und die in der Sommerzeit fast stets von Regen begleitet sind. Auch der Passat kann zum Regenwind werden, insbesondere dann, wenn er auf hohe Gebirgszüge stösst, wie schon daraus hervorgeht, dass die Ostabhänge der tropischen Gebirge viel regenreicher sind, als diejenigen an der Westseite.

Die Hauptursache der tropischen Regen ist der aufsteigende Luftstrom. Ein aufsteigender Luftstrom wird aber in den Tropen hauptsächlich dort vorhanden sein, wo die grösste Erwärmung durch die Sonne stattfindet, also in einem Gürtel, welcher sich mit dem Stande der Sonne zwischen den Wendekreisen verschiebt.

Der aufsteigende Luftstrom fliesst in der Höhe nach Norden und Süden hin ab, und daher die Abnahme des Luftdruckes an der Erdoberfläche und das Hinzuströmen der Luft aus nördlicheren und südlicheren Gegenden, die Passatwinde. Da nun aber die Erwärmung durch die Sonne keine gleichmässige sein kann, weil dabei vielfach örtliche Verhältnisse, namentlich aber das ungleiche Verhalten von Land und Meer, beeinflussend mitwirken, so entwickeln sich grössere oder kleinere Depressionsgebiete, die ihrerseits ein eigenes Windsystem hervorrufen, wie dieses in grossem Massstabe in den asiatischen, afrikanischen und australischen Monsungebieten der Fall ist, in kleinerem selbst bei jeder kleineren Insel sich zeigt, wo eine Neigung zur Bildung von Depressionszentren mehr oder weniger vorhanden

Digitized by Google

ist. Die Monsunwinde des Sommers würden, wenn sie in horizontaler Richtung von dem Meere auf das wärmere Land wehten, nicht im stande sein, Regen zu erzeugen, allein auf dem Lande erhalten sie eine aufsteigende Bewegung, die sie rasch der Sättigung zuführen.

In der Kalmenregion ist der Luftdruck sehr gleichmässig verteilt, Luftdruckunterschiede gleichen sich dort rasch aus und daher ist die Luftbewegung im allgemeinen schwach. Hier steigt die stark erhitzte Luft mit grossem Wasserdampfgehalte aufwärts und so entstehen die starken Regenfälle, begleitet von Gewittererscheinungen, wie sie auch in unseren Gegenden bei hoher Wärme und gleichmässig verteiltem Luftdrucke vorzukommen pflegen. Der Regen tritt hauptsächlich dann ein, wenn der Passatwind in der jährlichen Periode unterbrochen wird. Da der Kalmengürtel sich mit der Sonne zwischen den Wendekreisen verschiebt, so ist zu erwarten, dass in der Umgebung des Aequators zwei Regenzeiten auftreten, welche beim höchsten Stande der Sonne ihr Maximum erreichen. Dieses ist aber in der Wirklichkeit nicht überall der Fall, indem die Ausgleichung in der Druckverteilung nicht überall in derselben Weise erfolgt. Indessen finden wir zwei ausgesprochene Regenzeiten im äquatorialen Afrika und Südamerika, ferner sind vielfach doppelte Maxima der Regenmenge in den tropischen Gegenden angedeutet. Im allgemeinen rückt der Regenfall mit der Sonne nach höheren Breiten fort.

Dass der Passat zum Regenwinde werden kann, sobald er eine aufsteigende Bewegung erhält, ist schon oben bemerkt worden. Da die Lufttemperaturen an seinem Ursprungsorte und in jenen Gegenden, wohin er fliesst, nur geringe Unterschiede aufweisen, und er hauptsächlich über warme Meere seinen Weg nimmt, so ist seine Temperatur nicht weit vom Sättigungspunkte entfernt und daher bedarf es nur einer geringen Temperaturerniedrigung zur Verdichtung des Wasserdampfes. Ueberall also, wo er auf hohe Küsten stösst, oder wo er landeinwärts gegen hohe Gebirgszüge anweht, wird er Regen bringen und zwar sehr reichlich, weil er mit sehr grosser Beständigkeit weht. Daher sind alle tropischen Inseln, welche von Gebirgen durchzogen sind, an der Westseite trocken und auf der Ostseite regenreich.

Anstatt die einzelnen Regengebiete der Tropen hier nacheinander zu besprechen, wollen wir für einige Orte die Regenverteilung in der jährlichen Periode durch eine Tabelle veranschaulichen (die Zahlen bezeichnen die Regenmengen, die hinter den Stationen eingeklammerten Zahlen bedeuten die Beobachtungsjahre):

Digitized by Google

Ort		Seehöhe m	Dezember	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Jahr mm
Westküste von Afrika.															
Pr. Santiago	(5)	—	18	1	1	0	0	0	0	12	103	126	4	9	323
St. Louis	(13)	—	0	6	12	0	0	6	11	65	204	94	13	3	412
Goree	(10)	—	0	0	2	0	0	0	21	103	278	118	7	3	502
St. Thomé	(10)	—	78	107	121	184	116	129	22	9	14	19	126	150	1066
Ostseite von Afrika und Südost-Asien.															
Sansibar	(9)	—	300	100	125	250	600	425	100	75	75	75	150	225	2250
Port Louis	(13)	—	94	146	299	131	80	53	38	22	38	11	18	42	972
Indien.															
Bombay	(38/68)	12	2	3	0,5	0	1	14	525	623	381	275	45	12	1882
Mangalore	(26/31)	16	14	4	2	3	54	210	970	952	601	293	201	47	3358
Colombo	(15)	12	169	60	48	142	233	328	194	137	121	121	316	334	2220
Hambantota	(15)	12	102	89	48	54	49	89	50	33	39	64	138	163	922
Madras	(72)	7	131	24	8	10	17	56	51	97	113	121	276	347	1252
Calcutta	(55)	6	8	11	24	33	60	141	299	329	353	255	137	15	1663
Secunderabad	(41)	544	7	7	6	19	18	36	91	150	143	132	83	19	711
Cherrapunje	(22,28)	1202	9	18	67	230	745	1311	2832	3086	1988	1388	361	51	12087
Muzaffargarh	(24)	128	7	6	7	10	9	8	10	34	37	18	2	2	151
Sandoway	(22/42)	15	5	2	2	4	32	352	1282	1514	1192	637	281	83	5383
Pt. Blair	(17)	19	136	25	35	11	62	411	467	430	390	506	300	221	2995
Manila	(16)	—	24	26	28	12	30	80	240	282	438	408	220	117	1905
Makao	(16)	—	28	15	41	53	117	307	274	183	252	269	155	61	1755
Australien.															
Padang	(8)	—	527	316	259	379	386	361	273	363	369	450	564	487	4734
Brisbane	(17)	—	118	167	201	196	130	72	106	74	69	43	69	85	1330
Nordaustralien (längs des Ueberlandtelegraphen) (%).															
12,8° mittl. Br. . .		—	18	20	22	12	13	0	0	0	0	1	6	8	116
20,5° „ „ . .		—	5	27	37	4	7	4	3	3	0	4	2	4	41
27,7° „ „ . .		—	3	28	21	6	6	6	10	1	5	9	4	1	13
30,0° „ „ . .		—	5	14	23	4	5	11	21	4	4	8	1	0	37
Pacifische Inseln (cm).															
Waikiki	(4 1/3)	—	248	111	131	104	108	128	42	39	28	44	48	100	1131
Delanasau	(10)	—	213	617	417	501	230	121	60	52	97	84	164	162	2718
Papiti	(8)	—	175	178	175	199	116	111	26	16	15	34	45	121	1211
Tropisches Amerika.															
Mexiko	(14)	—	7	4	6	10	27	51	100	106	140	104	53	19	627
Cordoba	(9)	—	92	75	53	85	96	160	487	443	409	516	332	119	2867
Guatemala	(6)	—	9	7	3	21	75	142	281	274	226	227	183	12	1460
Habanna	(20)	—	56	83	42	39	81	104	144	124	122	152	172	56	1175
Porto Rico	(9)	—	93	96	53	85	120	114	117	164	143	129	168	198	1480
Santa Cruz	(22)	—	74	53	38	53	69	104	94	79	112	157	191	109	1133
Trinidad	(29)	—	131	74	48	43	52	99	198	231	290	208	181	165	1720
Cayenne	(16)	—	332	372	420	527	536	590	415	149	45	16	37	76	3515
Rio Janeiro	(12)	—	133	136	120	150	86	121	40	32	70	83	98	145	1214

Digitized by Google

Entsprechend der grösseren Wärme und der grösseren Ausdehnung und Stärke der Südostpassate in der Tropenzone nördlich vom Aequator hält sich die Kalmenzone mit andauerndem Regen durchweg nördlich vom Aequator. Da das Meer viel langsamer erwärmt wird als das Land, und die Sonne nur kurze Zeit über den Regionen des Wendekreises senkrecht steht, so rückt die Kalmenzone auch nur bis 10 oder 12 ° nach dem nördlichen Wendekreise hinauf. Hiernach sind die Regen der Kalmenzone auf einen verhältnismässig engen Raum beschränkt.

Im Norden und Süden der Kalmenzone befindet sich ein fast regenloser Gürtel, welcher auf dem Meere in der Südhemisphäre durchschnittlich bis zum Wendekreise, in der Nordhemisphäre bis zum 24. Breitegrade reicht. Die nördliche regenarme Zone setzt sich ostwärts über Afrika hinaus bis nach dem Amur hin fort, in Asien sich weit nordwärts bis zum 50. Breitegrade ausbreitend und Wüstengebiete bildend. Auch das Wüstengebiet im Osten der Vereinigten Staaten schliesst sich dem regenarmen Gebiete des Stillen Ozeans an. Der südliche regenarme Gürtel, welcher über dem Meere sehr regelmässig verläuft, nimmt auch den grössten Teil von Australien und einen Teil des südwestlichen Afrika ein.

Es ist klar, dass in ebenen Gegenden, in welchen der Passat jahraus jahrein weht, Regenfälle nur selten, wie bei atmosphärischen Störungen, stattfinden können, und daher erklärt sich die scharfe Abgrenzung dieser regenarmen Zone auf den Ozeanen. Obgleich die Saharawüste gegen die Luftströmungen von den Meeren her nicht geschützt ist, so ist sie dennoch ausserordentlich regenarm, sogar bis in fast unmittelbarer Nähe des Mittelmeeres. Der Grund dieser Erscheinung ist in folgenden Thatsachen zu suchen. Im Winter liegt der Gürtel grösster Erwärmung etwas südlich vom Aequator und mit ihm der relativ niedrigste Luftdruck. Hierdurch kommen Nordostwinde zur Herrschaft, welche bei der fast ebenen Erdoberfläche mit der Regelmässigkeit des Passates wehen, gerade so, wie auf dem Meere. Da diese Passatwinde höhere Gebirge nicht zu übersteigen haben, so ist ein Grund zu Regenfällen nicht gegeben. Im Sommer liegt der Wärmegürtel und der niedrigste Luftdruck etwas nördlich vom Aequator. Vom Mittelländischen Meere her wehen nördliche Winde, die aus kälteren Gegenden kommen und auf ihrem Wege nach Süden hin sich immer mehr erwärmen und vom Sättigungspunkte immer mehr entfernen. Auch diese können für die Sahara keinen Regen bringen. Wäre das Mittelmeer nicht vorhanden, so würde der niedrige Luftdruck weiter nordwärts über den Wendekreis hinaus vordringen, aber das Dazwischentreten des Mittelländischen Meeres verhindert eine stärkere Erwärmung und daher bleibt auch hier der Luftdruck höher, als über Nordafrika.

Die Wüstengegenden Asiens, die zu den regenärmsten unserer Erde gehören, sind durch hohe Gebirge von allen wärmeren Meeren abgeschlossen und werden meist von nördlichen Winden überweht. Wäre die gewaltige Gebirgsmauer des Himalaya nicht vorhanden, so würde der indische Südwestmonsun auch in diesen Gegenden reich-

Digitized by Google

lichen Regen spenden, wie es in dem östlichen Teile der Wüste Gobi, wo die Gebirgswälle an Höhe abnehmen, durch den ostasiatischen Monsun geschieht.

Die Regenarmut im Gila- und Coloradothal scheint darin begründet zu sein, dass hier östliche Winde selten wehen, welche die feuchte Seeluft nach diesen Gebietsteilen führen, dagegen bringen Westwinde, welche an den hohen Gebirgen ihren Wasserdampf kondensieren, dort keinen Regen.

Die Regenarmut an der Westseite von Südafrika nördlich von Kapstadt bis zum Wendekreise dürfte von dem kalten Meeresstrome herrühren, welcher an der Küste vorbeiläuft und von dem die kalten Winde auf das wärmere Land wehen.

Die regenarmen Zonen werden von den subtropischen Zonen begrenzt, welche sich auf den Meeren bis etwa zum 40. Breitengrade erstrecken. Die subtropische Zone ist viel mehr, wie die regenarme, ein den Oceanen zukommendes Regengebiet. Sie beschränkt sich fast lediglich auf das Meer, nur das Mittelmeerbecken bis zum Kaspisee hin und ein kleiner Teil Asiens östlich vom Kaspisee ist von ihr aufgenommen. Im Sommer liegt diese Zone in der Passatregion oder doch in einem Gebiete beständiger kälterer Winde, so dass eine Kondensation des Wasserdampfes nicht eintreten kann. Auf der nördlichen Hemisphäre wird die Regenlosigkeit für einen Ort in dieser Zone desto länger andauern, je südlicher derselbe liegt, oder je länger er sich im Bereiche der Passate befindet. Rückt die Passatzone mit der Sonne nach Süden, so stellen sich wieder feuchte Südwestwinde mit Regenfällen ein. Auf den Kontinenten liegen die Verhältnisse ganz anders wie auf dem Meere. Im Winter ist der Luftdruck am höchsten über den Kontinenten und daher fliesst die kalte Luft nach den Meeren hin ab, während im Sommer die Verhältnisse umgekehrt sind, so dass also im Winter Trockenheit, im Sommer Regen im allgemeinen zu erwarten sind. Also werden die Kontinente in der zwischen dem Wendekreise und dem 40. Breitegrade liegenden Zone gerade das umgekehrte Verhalten zeigen, wie die Ozeane in der subtropischen Zone.

Sehr eigenartig ist die Ausbreitung des subtropischen Gebietes über das ganze Mittelmeerbecken, eine Erscheinung, deren Erklärung schon in den vorhergehenden Erörterungen enthalten ist. Im Sommer erstreckt sich ein umfangreiches Depressionsgebiet von Nordafrika nach dem Inneren Asiens hin mit zwei Orten tiefsten Barometerstandes, nämlich westlich vom mittleren Nillauf und etwas nördlich vom Himalayagebirge, während ein Luftdruckmaximum bei den Azoren liegt. Dementsprechend wehen über dem Mittelmeer und Umgebung nördliche Winde, welche mit grosser Beständigkeit dort auftreten. Es sind die Etesien der Griechen, die die Fahrt nach der Nordküste Afrikas so sehr begünstigen. Diese Winde sind, wie bereits oben auseinandergesetzt wurde, nicht geeignet, Niederschläge zu erzeugen. — Während im Winter die umgebenden Landmassen viel rascher erkalten, als das Mittelmeer, bildet sich über diesem sozusagen ein Trog niederen Luftdruckes, wobei sich gleichzeitig das

Digitized by Google

barometrische Maximum von den Azoren zungenförmig über das nordwestliche Afrika ausbreitet, so dass südwestliche Luftströmung über dem Mittelmeer vorherrschend werden muss. Ausserdem haben einige Teile des Mittelmeeres die Neigung, barometrische Depressionen zu entwickeln, wie beispielsweise die Meeresteile westlich und östlich von Italien, und daher kommt es, dass der Winter für das Mittelmeerbecken so sehr regenreich ist. Indessen können diese Regen nicht weit in Afrika eindringen, da die Zunge höheren Luftdruckes an der Nordseite Afrikas die Grenze zwischen dem Minimum im Süden und demjenigen des Mittelmeeres bildet.

Nach Fischer (Klima der Mittelmeerländer) dauert die fast regenlose Zeit in Alexandrien fast acht Monate (Ende März bis Mitte Oktober), in Palästina 6—7 Monate (Ende April bis in den Oktober hinein), in Syrien $4^1/_2$, im vorderen Kleinasien und Griechenland 4, am Marmarameer ungefähr nur noch 2 Monate. Im mittleren Mittelmeerbecken sind in Tripolitanien 7 Monate (April bis Oktober) regenarm, auf Malta haben 4—5 Monate, in Sizilien $4^1/_2$ Monate an der Süd- und Ostküste, an der Nordküste 4, in Neapel 3, in Rom 2 Monate sehr geringe Niederschläge, dagegen nördlich davon sind die Regen im Sommer schon sehr ergiebig und fällt die geringste Regenmenge etwa in den Februar (Pogebiet und Südfuss der Alpen). Im Westen des Mittelmeerbeckens, an der Küste von Algerien und Südspanien sind 5, an der marokkanischen Küste 6—7, auf Madeira und den Kanarischen Inseln 5 Monate regenarm, dagegen im nördlichen Spanien fallen im Sommer im allgemeinen schon sehr erhebliche Regenmengen. „Während also an der nördlichen Grenze unseres Gebietes die Zeit, wo Regen zu erwarten ist, alle 12 Monate umfasst, schrumpft sie von Norden nach Süden allmählich auf 4 Monate zusammen."

Auf der Westhälfte des Mittelmeerbeckens fallen im Herbste die meisten Regen; in dieser Jahreszeit beträgt die Regenmenge an der spanischen Küste 40 %, im mediterranen Frankreich 37 %, in Oberitalien 30 %, in Mittelitalien 34 %, in Süditalien 33 %, auf Sizilien und Malta, sowie an der Ostküste der Adria 36 % der Jahressumme, während Alexandrien nur 19 %, Palästina nur 11 % aufweisen. Ein zweites Maximum der Regenmenge zeigt sich im westlichen Mittelmeergebiet im Frühjahr, welches weiter ostwärts nach Italien hin sich immer mehr gegen den Sommer verschiebt.

Die absoluten Regenmengen nehmen von Norden nach Süden stetig ab und ebenso von Westen nach Osten.

In der nachfolgenden Tabelle stellen wir die jährliche Verteilung der Regenmenge in Prozenten der Jahressummen nach Hann und Woeikof für die einzelnen Gebiete des Mittelmeeres übersichtlich zusammen, wobei die Jahressummen in Centimetern ausgedrückt sind:

Digitized by Google

Gebiet	Dezember	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Jahr cm
Laguna Teneriffa	25*	22	13	14	5	3	1	0	0	1	5	11	111
Madeira	15	22	10	9	5	4	2	0*	1	4	9	19	74
Gibraltar	14	16	11	11	8	6	2	0*	1	4	10	16	76
Algerien, Küste	18	12	12	14	7	5	3	0,3*	0,8	4	11	13	76
Algerien, Tell	11	11	11	14	11	7	5	1*	2	5	9	11	57
Hochebene und Sahara	8	8	9	14	12	11	5	2*	4	10	12	7	31
Süd-Portugal	12	13	10	11	7	9	3	1*	2	7	11	14	70
Ost-Spanien	8	6	6	10	8	9	4	4*	4	14	16	11	42
Frankreich, Südküste	7	10	8	7	7	9	4	2*	4	12	16	13	63
Pogebiet	8	6*	6*	7	9	10	9	7*	8	8	12	10	81
Mittelitalien	10	8	7	9	8	7	7	4*	6	9	13	12	84
Süditalien	13	10	8	9	9	7	4	2*	5	8	12	13	80
Sizilien	15	13	9	12	8	4	2	1*	1	7	14	14	60
Rom und Neapel	12	11	9	9	7	6	4	2*	4	8	14	14	80
Adria, E-Küste, N	9	7	6*	7	7	8	8	6*	8	10	13	11	130
„ „ Mittl.	11	9	8	10	6	6	6	3*	6	8	12	15	83
„ S	15	10	8	9	6	5	4	1*	4	7	13	13	128
N-Griechenland	17	12	10	10	5	5	3	1*	3	4	13	17	(53)
Konstantinopel	17	10	9	9	7	4	5	3*	7	8	9	12	72
Smyrna	17	16	12	13	7	5	2	1	0*	4	7	16	65
Beirut	21	15	20	12	9	2	1	0*	0*	2	5	13	92
Jerusalem	21	20	23	18	6	1	0*	0*	0*	0*	3	8	55
Alexandrien	22	24	20	11	1	0	0	0	0	1	3	19	22

Niederschläge in allen Jahreszeiten.

Nördlich (auf der Südhemisphäre südlich) von der subtropischen Regenzone sind die Regen an keine Jahreszeit mehr gebunden; es regnet dort in allen Monaten des Jahres. Aber hier sind auch beständig herrschende Windrichtungen nicht vorhanden und zeigen die meteorologischen Elemente eine sehr grosse Veränderlichkeit. Warme feuchte Südwestwinde sowie barometrische Minima kommen in allen Jahreszeiten vor und daher ist die Möglichkeit zu Niederschlägen stets vorhanden. Auf den Ozeanen dieser Zonen ist der Luftdruck nach dem Aequator zu am höchsten und nimmt nach den Polen hin rasch ab und daher müssen auf der nördlichen Hemisphäre die südwestlichen, auf der südlichen die nordwestlichen Winde vorwiegend sein. Auf der Nordhemisphäre sind die Luftdruckunterschiede im Winter am grössten und dem entsprechend sind in dieser Jahreszeit die südwestlichen Winde sowohl am häufigsten als auch am stärksten, daher auch die Niederschläge am häufigsten und ergiebigsten. Dieses gilt zunächst nur für das Seeklima, aber die westlichen Winde dringen auch in den Kontinent ein und lassen noch weithin im Binnenlande ihren ozeanischen Ursprung erkennen. Im Innern der Kontinente liegen die Verhältnisse ganz anders. Hier ist, wie bereits bemerkt, der Luftdruck im Winter hoch und daher der Niederschlag gering, im Sommer niedrig und daher Regen im allgemeinen häufig und ergiebig. Die Zone mit Regen zu allen Jahreszeiten hat also auf dem Meere und den an-

Digitized by Google

grenzenden Westküsten ein Maximum der Regenhäufigkeit in der kälteren, dagegen auf dem Festlande ein Maximum in der wärmeren Jahreszeit.

Betrachten wir zunächst die Niederschlagsverhältnisse des westlichen Europa, so finden wir eine Anlehnung an das ozeanische Klima, indem die britischen Inseln und Umgebung ausgesprochene Winterregen haben, woran sich auch die Nordwestküste Frankreichs beteiligt. Im allgemeinen hat Frankreich Herbstregen, ausserdem existiert noch ein zweites Maximum im Mai. Nach dem Inneren dieses Landes nehmen die Sommerregen zu, während die Winterregen abnehmen, so dass wir also eine Annäherung an die kontinentalen Verhältnisse haben. Ebenso bilden die Länder an der südlichen Nordsee den Uebergang von den Herbst- zu den Sommerregen. In Norwegen hat die Westküste bis zum 69. Breitegrad Herbstregen, weiter nach Osten hin kommen die Sommerregen immer mehr zur Geltung. Oestlich vom Gebirgskamme fallen die meisten Regen im August, während es im Februar und März am wenigsten regnet.

Figur 43 veranschaulicht die Zeit des jährlichen Maximums der Regenmenge. Die Zahlen bedeuten Regenwahrscheinlichkeit in Prozenten.

Die folgende Tabelle gibt die Regenverteilung in Prozenten der Jahressumme für das westliche Europa:

Gebiet	Dezember	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Jahr cm
NW-Frankreich, Küste	10	10	7	7	6*	8	6	7	7	9	12	11	78
W-Frankreich, 44½—46½° N	9	9	7	7	7	8	8	7	6*	10	11	10	66
Paris	8	8	7*	7*	8	8	9	9	9	9	9	9	58
Belgien, Holland	7	8	8	6*	7	8	8	10	10	10	10	8	69
W-England	10	11	8	7	6*	6*	8	7	9	9	11	9	118
O-England	8	9	6*	7	6*	7	8	9	9	10	12	9	65
W-Schottland	12	12	9	7	6	5*	7	7	9	8	10	9	127
Irland	10	11	7	8	7	7	8	7	9	8	10	9	100
Norwegen, W 65—70	9	10	7	8	6	5*	6	8	8	11	11	10	115
„ 60—63	10	9	8	6	7	5*	5*	8	9	11	11	10	—
„ innere Thäler	6	6	12	6	3*	5	11	13	13	10	8	7	40
N-Schweden	7	6	4*	5	6	7	9	11	13	10	12	10	41
Zentral-Schweden	6	5	4*	4*	5	8	10	12	14	11	11	10	—
Dänemark	8	7	6	5*	6	9	10	10	12	9	8	8	63

Weiter nach Osten hin nehmen die Niederschläge der kälteren Jahreszeit ab und prägen sich nach und nach zu einem einzigen Maximum aus. Am meisten interessieren uns die Niederschläge Deutschlands und daher geben wir in der Tabelle auf S. 220 die Regenverteilung in Deutschland für die einzelnen Distrikte in Prozenten der Jahressumme wieder [1]).

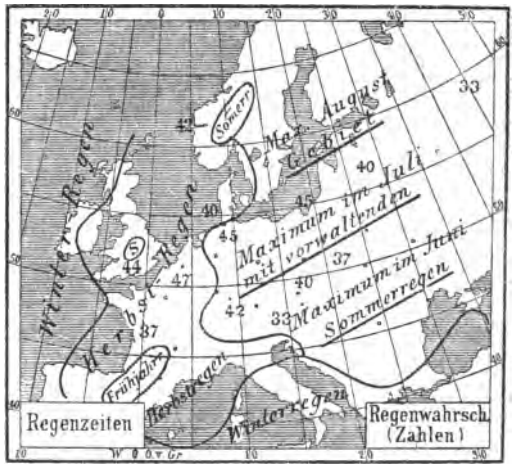
[1]) Vergl. Töpfer und van Bebber: Regenverhältnisse Deutschlands.

Digitized by Google

1. Wir unterscheiden in Deutschland drei Regengebiete:
   a) Gebiet mit vorwaltendem Herbstregen. Diesem Gebiete gehören hauptsächlich die Stationen an, welche an der Nordseeküste liegen.
   b) Gebiet mit vorwaltendem Winterregen. Dieses Gebiet beschränkt sich nur auf die hochgelegenen Stationen des Elsass.
   c) Gebiet mit vorwaltendem Sommerregen. Dieses umfasst alle anderen Länderstrecken.

2. Die östlichen Stationen an der Ostseeküste haben die Tendenz, das Maximum der Regenmenge auf den Herbst zu verlegen, eine

Fig. 43.



Tendenz, die auch im ostdeutschen Tieflande und im westlichen Russland hervortritt.

3. Die Sommerregen treten um so entschiedener hervor, je weiter wir uns nach Osten und Südosten entfernen.

4. Die Regenmenge ist im allgemeinen am kleinsten am Ende des Winters oder im Anfange des Frühlings, sie ist am grössten im Juli.

5. Die Regenmenge beträgt durchschnittlich im Winter 20 %, im Frühling 22 %, im Sommer 33 % und im Herbst 25 % der ganzen Jahressumme.

6. Die absoluten Regenmengen für die einzelnen Gruppen im Frühjahr sind ziemlich gleich, indessen betragen die Frühjahrsregen im Schwarzwald, in den Vogesen, im Neckarland und Odenwald, Böhmerwald, in den Alpen, aber auch an den höher gelegen Stationen Mitteldeutschlands doppelt so viel, als der Durchschnitt der übrigen Stationen.

7. Mit Beginn des Jahres vom tiefsten Stande langsam ansteigend erreicht die durchschnittliche Regenhöhe etwa im Mai das

Digitized by Google

Mittel, erhebt sich im Juni und Juli schnell zur grössten Höhe, um im August zunächst langsam, dann aber rasch im September zum Mittel und unter dasselbe zurückzusinken. Nach einer geringeren Steigung über das Mittel, die im November eintritt, erfolgt im Monat Dezember und Januar wieder eine Senkung der Jahreskurve.

8. Für die jährliche Periode des Regenfalls in Bezug auf tiefer und höher gelegene Orte gilt der von Töpfer ausgesprochene Satz: „In den tieferen Lagen ist während der Sommermonate die prozentische Menge des Niederschlages durchaus grösser, als in den höheren; in der übrigen Zeit kehrt sich das Verhältnis um, oder, da die absolute Menge der Niederschläge während der Wintermonate immer geringer ist, als im Sommer, so zeigen die oberen Stationen eine viel gleichmässigere Verteilung der Niederschläge über das ganze Jahr, als die tiefer gelegenen."

Gebiet	Zahl der Stat.	Dezember	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Jahressumme cm
Nördl. Schlesw.-Holstein .	10	9	7	6	6	5*	6	8	8	12	13	10	9	70
SW-Holst., N.-Hann., Old. .	12	8	7	6*	7	6*	7	10	10	11	10	8	8	72
Westl. Ostseegebiet . . .	9	8	7	6*	6*	6*	8	10	11	12	10	8	8	54
NE d. Mecklenb. Seenplatte	5	7	6*	6*	7	7	8	11	13	13	8	7	7	50
Preussen u. Hinterpommern	9	7	6	5*	6	6	8	10	12	13	10	8	8	58
Ostdeutsches Tiefland . .	9	7	6*	6*	7	7	8	12	12	13	8	7	7	54
Mitteldeutsches Tiefland .	17	8	6*	7	7	7	8	12	12	10	7	7	8	53
Westdeutsches Tiefland . .	8	8	7	6*	7	6*	8	11	11	11	8	8	8	64
Weserbergland u. Thüringen	9	7	6*	6*	6*	7	10	12	13	11	7	8	8	51
Harz	4	9	7	8	8	7	8	11	12	10	8	8	8	106
Thüringer Wald	2	9	8	9	8	6	8	9	9	9	7	8	10	93
Sächs. Bergland	9	7	5*	7	8	7	9	13	12	10	6	7	9	61
Erzgebirge	6	8	6*	8	8	8	9	11	11	9	7	7	9	82
NW-Böhmen	8	8	6*	6	6	7	10	13	11	10	7	7	8	50
Oberlaus. Elbe-Isergebiet .	8	8	6*	7	7	7	9	12	11	11	7	7	9	62
Oberschles. Bergland . .	6	6	5*	5*	6	7	10	13	13	12	9	8	7	58
Riesengebirge	6	7	6	6	8	7	9	11	12	12	8	7	8	86
Niederrhein. Münsterland .	9	8	8	7	7	6*	8	10	10	10	8	9	8	68
Linksrhein. Schiefergebirge	3	8	8	6*	7	7	8	9	11	10	8	8	9	68
Sauerl., Rothargeb., Taunus	5	8	8	7	7	6*	8	10	10	10	7	9	10	84
Hess. Bergland, Rhön . .	5	8	7	6*	7	6*	9	12	11	10	7	8	8	62
Lothr. Plateau, Hardt . .	4	9	7	6*	7	7	8	10	10	8	9	8	9	70
Vogesen	4	9	11	8	9	7	7*	8	8	9	7*	8	8	126
Oberrh. Tiefeb., unt. Stufe .	7	7	7	6*	7	7	9	11	12	11	8	8	9	65
„ „ ob. „	4	6	7	4*	7	7	11	11	10	10	10	8	8	60
Schwarzwald, W u. SW .	7	7	7	8	8	8	9	10	10	7	9	10	7	146
„ E	4	6	6	5*	7	8	10	12	11	11	8	7	8	77
Neckarl., Odenw., Spessart	6	8	6*	7	7	6	9	11	11	10	8	8	10	88
Schwäb. Jura	10	5*	5*	6	6	8	10	13	12	12	9	8	8	73
Schwäb. Terrasse	10	7	6	5*	7	6	10	12	11	11	8	7	9	62
Fränk. Terrasse, Oberpfalz	7	8	6*	7	6*	7	9	12	11	10	8	8	9	71
Böhmerwald	2	9	9	8	10	6	8	9	10	8	6	7	10	143
Schwäb.-bayer. Hochebene, westl. Alpenvorland . .	14	6	5	5*	6	8	10	13	12	12	8	8	7	105
Oestl. Alpenvorland . . .	6	6	5*	6	7	7	10	12	13	13	9	6	6	102
Inneres der Nordalpen . .	8	7	6*	6*	7	8	9	11	12	12	9	6	7	121

Digitized by Google.

Im ganzen russischen Reiche mit Ausnahme der Westküsten der Krim, des Kaukasus, des transkaspischen Gebietes und Turkistans fällt nach Wild (Regenverhältnisse des russischen Reiches) das Maximum der Niederschläge auf die Sommermonate, das Minimum in den Winter. Dieses Minimum verschiebt sich durchweg an den Nordküsten und an einigen wenigen Stellen des Innern nach dem Frühjahr hin. An den Ostseeküsten tritt zu dieser Verschiebung des Minimums zum Frühjahr noch eine solche des Sommermaximums auf den Herbst, so dass dort die Sommerregen in vorwiegende Herbstniederschläge übergehen. An der Nordküste des Finnischen Busens tritt das letztere auch ohne Aenderung des Winterminimums ein. An einigen Orten des Kaukasus verlegt sich das Sommermaximum gegen das Frühjahr hin, so dass Winterminimum und Frühjahrsmaximum sehr nahe zusammenfallen. An den Südküsten der Krim und an den Ost- und Westufern des Kaspischen Meeres in 40° Breite fällt das Maximum des Niederschlags auf den Winter und das Minimum auf den Sommer.

	Dezember	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Jahr cm
Archangelsk (26)	6	6	5	6	4*	6	10	12	14	12	10	8	40
Petersburg (57)	7	5	5	5	5	9	10	14	14	11	9	5	47
Riga (31)	6	6	4*	5	6	8	11	12	12	11	10	9	51
Helsingfors (39)	8	6	5*	5*	6	7	8	9	12	10	11	18	56
Warschau (73)	7	5*	5*	6	7	8	12	13	14	9	8	7	57
Gorki (33)	6	4*	4*	5	7	10	13	16	11	9	8	6	52
Bogoslowsk (45)	4	3*	4	4	5	10	13	18	17	10	7	5	41
Tibit (11)	6	4	3*	4	5	10	15	18	10	11	7	8	42
Orenburg (32)	8	7	6*	6*	6*	10	18	11	8	8	8	9	40
Moskau (32)	8	5	4*	5	7	10	10	14	13	10	7	7	54
Kiew (29)	7	6	4*	7	8	8	11	15	12	9	8	4	53
Odessa (36)	8	5*	5*	6	7	9	14	14	7	8	7	10	40
Astrachan (36)	8	10	6*	9	6*	12	12	9	7	10	7	6*	16
Tiflis (38)	4	3*	4	6	10	15	14	11	8	11	7	5	49
Baku (35)	13	14	9	9	8	6	3	2*	3	8	13	12	25
Lenkoran (21)	9	10	6	8	5	3	2*	2*	4	18	19	16	120
Nukuss (8)	8	14	6	20	26	12	5	1*	2	1*	4	2	8
Petro-Alex. (11)	7	9	14	24	23	6	6	0*	1	1	4	4	7
Taschkend (11)	17	12	12	20	17	5	1	0*	1	1	6	7	33
Beresow (7)	4	4	3*	4	6	8	11	17	14	13	7	7	37
Tobolsk (10)	5	4	3*	4	5	7	13	19	18	8	8	7	47
Tomsk (10)	5	3	2*	3	2	9	20	17	16	9	8	6	37
Barnaul (45)	5	3	2*	3	4	10	15	17	16	9	8	7	26
Irkutsk (9)	6	6	3*	3*	4	6	18	18	14	11	6	5	42
Nertschinsk (42)	1	0*	0*	1	3	7	16	26	27	12	6	2	41
Jakutsk (9)	7	7	1*	3	5	8	15	12	19	9	10	5	35
Ocholsk (6)	2	2*	2*	2	3	6	14	7	23	27	9	2*	19
Ajan (6)	3	1*	1*	2	2	4	11	11	25	19	13	9	112
Nikolajewsk (20)	3	2*	3	4	7	9	12	12	17	16	9	7	41
Wladiwostok (12)	1	1*	1	2	9	10	9	14	26	13	11	4	37
Peking (33)	0*	1	1	1	3	6	14	34	26	11	2	1	62
Nowo-Archangelsk (23)	10	9	8	6	7	5	4	6	9	12	14	11	215

In dem gemässigten Nordamerika herrschen im allgemeinen auf der ganzen Westseite des Felsengebirges Winterregen neben einem regenarmen Sommer. Umgekehrt fallen in den östlichen Gebiets-

Digitized by Google

teilen die meisten Regen im Sommer, die geringsten in der kälteren Jahreszeit. In den nordöstlichen Küstengebieten herrschen die Herbstregen, an den atlantischen Küsten nehmen die Winterregen zu, so dass die Regenmengen sich gleichmässiger über das Jahr verteilen. In Florida walten die Sommerregen vor, wie im Binnenlande.

Vereinigte Staaten	Dezember	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Jahr cm
Neu-England	**10**	9	8	9	8	8	6*	8	9	7	9	9	117
Mittl. Atlant. Staaten	8	9	8	9	7	7	6*	10	**11**	9	7	8	111
Südl. „ „	7	9	7	9	7	6*	9	10	**11**	**11**	8	6*	145
Florida-Halbinsel	5	6	6	5	6	7	**12**	11	**15**	**13**	11	4*	129
Oestl. Golfstaaten	9	**10**	8	**10**	9	8	7	8	4*	8	6	8	152
Westl. „	8	8	8	8	9	**10**	9	8	7*	9	8	9	116
Rio-Grande-Thal	6	6	5	4	3*	**12**	5	6	**14**	15*	**20**	5	77
Tennessee	8	**12**	10	11	10	7	8	7	7	6*	6*	8	139
Ohio-Thal	9	8	9	8	8	9	**10**	**10**	8	6	7	8	111
Untere Seenregion	8	7	7	7	6*	9	**10**	**10**	9	8	9	9	97
Obere „	7	6*	6*	6*	7	10	**12**	10	10	10	10	6*	89
Aeusserster Nordwesten	3*	3*	3*	5	8	**13**	**16**	14	**13**	9	8	4	56
Oberes Mississippi-Thal	6	5*	6	7	8	**12**	10	**12**	7	10	9	7	92
Missouri-Thal	3*	3*	3*	4	10	15	**17**	16	10	9	8	3*	81
Felsengebirge nördl. Teil	6	6	4*	5	10	**14**	**16**	**12**	9	7	7	4*	41
Felsengebirge mittl. „	7	2*	2*	4	8	**20**	**16**	**14**	**11**	7	6	3	58
Felsengebirge südl. „	5	4*	4*	4*	5	**11**	**15**	**14**	**16**	9	9	5	63
Südliches Plateau	10	5	10	9	3*	3	6	**16***	**21**	7	6	5	84
Mittleres „	10	9	9	10	**14**	**12**	7	2*	3	5	9	9	33
Pacifische Küste nördl. Teil	**17**	15	15	10	7	5	3	1*	1	4	8	**14**	123
Pacifische Küste mittl. „	**18**	18	15	13	12	4	1	0*	0	2	5	**12**	56
Pacifische Küste südl. „	**22**	13	**24**	15	10	3	1*	1	2	0	3	7	24

In Südamerika sind auf der Ostseite Sommerregen vorwiegend, so dass die tropischen Regen sich ununterbrochen nach der Südspitze fortsetzen, im Westen dagegen fällt im Winter der meiste Regen, der sich weiter südwärts immer mehr über die einzelnen Monate des Jahres verteilt. An der Mündung des La Plata fallen 15 % der Jahressumme auf den Winter (Juni bis August), dagegen 30 % auf den Sommer, in Parana 14 % auf den Winter, 32 % auf den Sommer, in der Argentina nur 4 % auf den Winter und 51 % auf den Sommer, dagegen an der Westküste von Chile 52 % auf den Winter und nur 6 % auf den Sommer, an der Südspitze 31 % auf den Winter und 25 % auf den Sommer. Die Regenverhältnisse Südafrikas (insbesondere des Kaplandes) haben grosse Aehnlichkeit mit denen Südamerikas, indem auch hier im Osten entschieden Sommerregen und an dem schmalen westlichen Küstensaume Winterregen vorherrschen. Den Uebergang der Winterregen an der Westküste zu den Sommerregen an der Ostküste bildet die gleichmässige Verteilung des Regenfalls über alle Monate des Jahres an der Südküste. An der Ostküste sind die Sommerregen sehr reichlich, nehmen aber landeinwärts sehr rasch ab.

Auch in Australien treffen wir Regenverhältnisse an, welche denen in Südamerika und Südafrika sehr ähnlich sind: im Osten Sommer-, im Westen Winterregen, an der Südostküste Uebergang von Sommer- zu Winterregen. Die Südwestküste (Perth) ist

Digitized by Google

im Sommer sehr regenarm, fast regenlos, dagegen im Winter desto regenreicher. Auf Neuseeland ist der Regenfall über das Jahr ziemlich gleichmässig verteilt, nur zeigt der nördliche Teil ein Vorherrschen der Sommerregen.

	Dezember	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Jahr cm
Mittl. Parana	11	11	10	12	11	**14**	6	5	3*	5	**11**	8	142
Untere Parana	**12**	9	7	11	9	8	7	5*	5*	8	**10**	9	87
Pr Buenos-Ayres	10	**11**	10	9	8	7	8	6	4*	7	10	10	66
Argentinien, Inneres	14	**20**	17	16	7	2	2	1*	1*	2	6	12	55
Chile, Westküste	3	2*	2*	5	6	15	**20**	19	**13**	8	4	3	164
Südspitze	7	8	**10**	9	9	8	**13**	10	8	5*	7	6	55
Kapland (6 St.)	3	2*	3	3	6	15	**19**	15	13	9	7	5	78
Klein Namaqua (3 St.)	2	1*	6	5	8	9	**18**	16	15	8	10	2	22
Inneres Südafrika (13 St.)	10	16	15	**17**	15	6	2*	3	3	7	7	9	41
O-Australien, Küste (13 St.)	7	9	12	**13**	10	10	8	7	5*	6	7	7	117
„ Inneres (21 St.)	6*	8	**12**	9	7	**10**	8	6*	7	**10**	8	9	56
S-Australien (22 St.)	7	8	5	7	7	**13**	**13**	11	9	10	8	5	48
W-Australien (1 St.)	1*	2	1*	3	5	15	**21**	20	**13**	10	6	3	81
Neuseeland (13 St.)	8	8	8	6*	7	10	10	10	**11**	8	8	8	124

Die Niederschlagsverhältnisse der Polargegenden sind nur zum geringen Teil bekannt, am wenigsten diejenigen der Südhemisphäre. Die Verteilung der Niederschläge über Island schliesst sich an diejenige des nordwestlichen Europa an: Herbst und Winter liefern am meisten Regen, dagegen Frühling und Sommer sind regenarm. In Ostgrönland scheinen die Niederschläge am häufigsten im Juni und Juli und im Dezember und Januar zu sein. In Westgrönland fallen die häufigsten und ergiebigsten Niederschläge im Herbst, die geringsten zur Sommerzeit, wobei die Niederschläge von Norden nach Süden zunehmen. Auf Spitzbergen fällt Schnee in allen Monaten. Die Niederschlagsverhältnisse der asiatischen Polargegenden schliessen sich denen der südlicher gelegenen Gegenden an, indem die Sommerregen überwiegend sind. Im arktischen Nordamerika scheinen die Verhältnisse denen in Grönland ähnlich zu sein.

	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr cm
Island	**11**	10	10	9	6	6	5*	7	7	**19**	11	9	70?
W-Grönland	8	4	8	8	3*	9	5	10	8	12	10	12	—
Sitka (Alaska)	9	9	8	6	6	5	4*	5	9	**19**	**14**	11	—

Regenwahrscheinlichkeit.

Insbesondere von praktischer Bedeutung ist die Kenntnis der Regenwahrscheinlichkeit. Man erhält sie einfach dadurch, dass man die Anzahl der Regentage vergleicht mit der Anzahl der Beobachtungstage überhaupt. Die folgende Tabelle enthält die Regenwahrschein-

Digitized by Google

lichkeit für die einzelnen Distrikte Deutschlands, so dass die Zahlen die Anzahl der Regentage unter 100 Tagen überhaupt bedeuten (die eingeklammerten Zahlen bezeichnen die Anzahl der Stationen[1]):

Regenwahrscheinlichkeit für Deutschland und angrenzende Länder (%).

Gebiete		Dezember	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Jahr
A. Norddeutsches Tiefland.														
Schleswig-Holstein	(3)	41	42	41	41	36	31	40	41	40	41	41	44	40
Hannover, Oldenburg	(6)	45	46	38	49	42	42	49	49	46	47	40	43	45
Nordöstliches Deutschland	(7)	48	46	49	49	44	41	47	47	45	40	39	47	45
Posen	(2)	50	46	49	52	44	39	49	45	45	38	34	47	45
Schlesische Ebene	(7)	37	36	36	42	38	36	41	40	36	32	31	40	37
Mittel	(25)	44	43	43	47	41	38	45	44	42	40	37	44	42
B. Mitteldeutsches Bergland.														
Harz	(2)	49	50	47	48	49	44	46	52	46	43	35	45	49
Westfalen, Rheinlande	(6)	47	48	45	49	44	42	46	46	43	40	41	46	44
Hessen, Rheinpfalz	(6)	46	46	45	44	41	45	45	42	39	35	39	46	43
Königreich Sachsen	(4)	50	52	52	54	53	50	55	50	49	44	43	54	49
Schlesisches Gebirge	(3)	37	41	39	43	42	39	42	38	36	30	35	43	39
Mittel	(21)	46	47	46	50	46	44	47	46	42	38	38	47	45
C. Süddeutsches Bergland.														
Baden, Elsass	(5)	42	43	44	44	44	45	46	45	43	38	41	45	43
Württemberg	(11)	39	45	43	45	44	46	47	44	42	36	41	45	43
Bayern, nördlich der Donau	(10)	47	40	40	40	40	41	46	39	40	32	37	43	41
„ südlich der Donau	(9)	34	36	39	39	43	47	51	48	44	34	36	35	41
Mittel	(35)	41	41	42	42	43	45	47	440	42	35	39	42	42
Deutschland überhaupt.		44	44	43	46	43	42	47	45	43	38	38	44	43
D. Nachbarländer.														
England		55	51	49	45	45	44	44	45	49	50	54	49	44
Westküste von Frankreich		41	35	39	37	40	37	37	34	27	34	38	41	37
Belgien		42	41	37	43	48	47	52	51	48	38	50	50	47
Dänemark		43	40	42	36	32	34	36	38	43	43	45	48	40
Gemässigtes Norwegen		49	44	48	38	36	33	37	38	41	47	47	52	42
Russland:														
a) Ostseeländer		40	37	37	37	35	35	39	42	42	42	46	45	40
b) Zentral- u. N-Russland		35	29	20	29	29	32	38	37	32	33	35	38	33
c) Mittlerer Ural		33	32	32	28	34	40	48	50	50	43	29	41	39
Nördliche und östliche Seite der Alpen		27	28	29	31	32	39	45	43	38	30	41	30	33
Böhmen, Galizien		43	42	42	44	41	43	47	46	40	36	35	40	41

Aus dieser Tabelle lassen sich folgende Schlüsse ziehen:

1. In Deutschland überhaupt regnet es durchschnittlich an 43 unter 100 Tagen; am kleinsten ist die Regenwahrscheinlichkeit in der schlesischen Ebene (37), am grössten im Harzgebirge (49).

2. Die Regenwahrscheinlichkeit zeigt in der jährlichen Periode keine erheblichen Unterschiede, etwas weniger als die Hälfte aller

[1] Siehe van Bebber: Regenverhältnisse Deutschlands.

Digitized by Google

Monatstage sind durchschnittlich Regentage. Die einzelnen Gebiete Deutschlands zeigen grosse Uebereinstimmung in Bezug auf die Regenwahrscheinlichkeit in der jährlichen Periode.

3. Im Winter ist die Regenwahrscheinlichkeit ziemlich gross im norddeutschen Tiefland (ausgenommen die schlesische Ebene und die angrenzenden mitteldeutschen Länder); die Gebiete, welche im Windschatten der Alpen liegen, zeigen im Winter eine geringere Regenwahrscheinlichkeit.

4. Die grösste Regenwahrscheinlichkeit fällt für das norddeutsche Tiefland und Mitteldeutschland auf den März, für Süddeutschland auf den Juni oder Juli, das Minimum für die nördlichen Gebietsteile im allgemeinen auf den Oktober, für die südlichen auf den September. Der Mai zeigt für Norddeutschland ein sekundäres Maximum.

Die Regenhäufigkeit im europäischen Russland hat nach Wild (Regenverhältnisse d. russ. R.) zwei Maxima, nämlich im Sommer und Winter, zwischen welchen je ein Minimum liegt, nämlich im Frühjahr und Herbst, nur am Ural tritt neben einem Sommermaximum nur ein Minimum im Frühjahre auf und an den Ostseeküsten fallen stellenweise Frühjahrsminima und Herbstmaxima der Niederschlagstage mit entsprechenden Niederschlagsmengen zusammen. Uebereinstimmend mit der Niederschlagsmenge fällt für einen Teil des mittleren Sibirien und für das östliche Russland die grösste Regenhäufigkeit auf den Sommer, die geringste auf den Winter. Auch in der Krim, im Kaukasus, um das Kaspische Meer und in Turkistan regnet es in den Monaten am häufigsten, in welchen die Regenmenge am grössten ist.

Die mittlere Zahl der Regenstunden an einem Regentage beträgt nach Köppen[1]) (die eingeklammerten Zahlen bedeuten die Zahl der Stationen):

Gebiet	Stunden	Gebiet	Stunden
Nördliches Norwegen . . . . . (4)	10,8	Atlant. Küste (Ver. Staaten) . (32)	5,1
Südl. Norwegen, W-Küste . . . . (4)	9,6	Region d. grossen Seen . . (15)	5,2
„ „ SE-Küste u. Inneres (4)	7,5	Mississippi-Becken . . . . . (24)	5,0
London	4,7	Golfküste . . . . . (9)	4,1
Deutsche Ostseeküste . . . . . (2)	3,9	Arizona	2,6
Holstein . . . . . (2)	3,6	Felsengebirge	3,2
Deutsche Nordseeküste . . . . (2)	4,5		
Mitteldeutschland . . . . . (3)	4,2		
Süddeutschland . . . . . (2)	6,0		

Veränderlichkeit der Niederschläge.

Die Regenmengen für die einzelnen Monate sind in den verschiedenen Jahrgängen grossen Schwankungen unterworfen, deren Kenntnis notwendig ist zur Lösung der Frage, eine wie lange Beob-

[1]) Met. Zeitschr. 1885, S. 20.

Digitized by Google

achtungszeit dazu gehört, um eine bestimmte Genauigkeit der Jahres- und Monatsmittel zu erhalten; ausserdem ist die Gesetzmässigkeit, welcher dieses Element unterworfen ist, von hohem Interesse. Die Veränderlichkeit der Niederschläge wurde zuerst von Hann für Oesterreich-Ungarn[1]), dann von Kremser[2]) hauptsächlich für Westeuropa, von Hellmann für Spanien und zuletzt von Wild[3]) für Russland untersucht. Diese Untersuchungen ermöglichen zusammen einen Ueberblick über fast den ganzen europäisch-asiatischen Kontinent.

Unter mittlerer Veränderlichkeit der Niederschlagsmengen versteht man die mittlere Abweichung derselben an irgend einem Orte in den einzelnen Jahren einer Beobachtungsreihe vom gesamten Jahres- beziehungsweise Monatsmittel. Man erhält den Zahlenwert für die Veränderlichkeit nach Kremser auf folgende Weise[4]): Entweder addiert man diejenigen Werte, die kleiner als das Mittel, und zieht die Summe von dem so vielfachen Mittel, als die Anzahl jener Werte beträgt, ab, oder man addiert die Werte, welche grösser sind als das Mittel und zieht hiervon das mit der Anzahl der addierten Mittel multiplizierte Mittel ab; jede dieser Differenzen, mit 2/n (n bedeutet die Gesamtzahl der Abweichungen) multipliziert, gibt die mittlere Abweichung, welche noch zweckmässig gewöhnlich in Prozente umgerechnet wird. Die folgende Tabelle veranschaulicht die Veränderlichkeit der monatlichen und jährlichen Niederschlagshöhen vom Gesamtmittel in Prozenten der Mittel:

Station	Beobachtungs-Jahre	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Mittel	Jahr
			Norddeutschland.				
Königberg	32	43	43	39*	45	42	14
Stettin	28	38*	47	42	47	43	14
Lübeck	31	47	46*	46*	54	48	17
Bremen	37	58	45*	48	53	51	—
Berlin	28	40*	47	47	43	44	23
Breslau 1799/1870	72	51*	52	52	54	52	25
„ 1856/1876	18	43	33*	52	45	43	10
„ 1858/1876	18	42	34*	50	42	42	9
Klausthal	16	48	46	40*	54	47	—
Gütersloh	39	46	41	40*	47	44	13
Dresden	50	45	43	42*	54	48	17
Köln	28	50	45*	46	52	42	14
			Belgien.				
Brüssel	50	45	40*	40*	44	42	14
			Süddeutschland.				
Mannheim	26	43	44	41*	50	44	16
Karlsruhe	34	45	46	40*	50	45	—

[1]) Zeitschr. d. Oest. Ges. 1881. S. 334.
[2]) Met. Zeitschr. 1884. S. 93.
[3]) Regenverh. des russ. Reiches. S. 62.
[4]) Bezeichnet x diejenigen Werte, die kleiner sind als das Mittel (m), X diejenigen, welche grösser sind, und i die Zahl der x, k die Zahl der X, n die Gesamtzahl, so ist

$$\text{mittlere Abweichung} = \frac{2\,(i\,m - \Sigma\,x)}{n} = \frac{2\,(\Sigma\,X - k\,m)}{n}.$$

Digitized by Google

Station	Beobachtungsjahre	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Mittel	Jahr
Stuttgart	40	40	36*	44	52	43	12
Metz	33	45	42	40*	55	46	17
Regensburg	70	44	35*	46	42	42	15
München	33	34	28*	40	45	36	10
Oesterreich.							
Prag	50	48	41*	58	53	50	—
Wien	34	44*	44*	45	48	45	—
Hermannstadt	28	45	31*	47	50	44	—
Triest	35	53	43*	46	64	52	—
Lesina	—	50	58	52	48	52	—
Iberische Halbinsel.							
Lissabon	49	59	96	67	51*	68	23
S. Fernando	35	61	130	68	54*	78	28
Alicante	22	80*	119	86	87	93	27
Madrid	29	63*	79	64	63*	87	16
Santiago	25	51	53	45*	52	50	14
Frankreich.							
Paris	69	43	42	38*	44	42	13
Schweiz.							
Genf	50	56	43*	43*	48	48	16
Italien.							
Venedig	34	55	61	53*	70	60	22
Mailand	117	50*	54	54	64	56	15
Genua	47	57	75	55*	63	63	16
Florenz	48	48*	63	50	64	56	20
Rom	55	51*	67	60	57	59	18
Neapel	59	51	78	48*	53	58	15
Palermo	74*	61	100	55	43*	65	16
Algier.							
Algier	23	51*	122	63	58	73	18
Oran	30	73	121	71	60*	81	29
Russisches Reich.							
Kem	19	40	44	37*	38	40	17
Petersburg	57	44	41	36*	44	41	16
Helsingfors	37	42	46	37*	41	41	16
Riga	31	38*	50	46	44	45	19
Warschau	70	43	41*	49	54	47	18
Moskau	28	37*	39	47	42	41	13
Wologda	10	43	42	36*	45	41	18
Kiew	29	47	44	36*	58	50	17
Odessa	35	55*	59	66	72	63	23
Sebastopol	21	61	74	64	58*	64	20
Woronesh	24	54	48	55	43*	50	15
Orenburg	32	53	47*	54	48	50	21
Kasan	24	51	41*	56	48	48	16
Katharinenburg	47	53	39*	59	68	54	22
Bogoslowsk	44	53	45*	50	57	51	20
Tiflis	38	48*	55	62	60	56	15
Pr. Alexandrowsk	10	76	135	134	70*	104	37
Taschkend	13	58	117	84	57*	79	21
Barnaul	45	64	53*	62	59	60	34
Enisseisk	13	52	36	33*	40	40	7
Nertschinsk	40	62	44*	53	80	60	23
Peking	32	83	47*	74	104	77	21
Nikolajewsk a. A.	19	63	38*	58	89	62	24
Wladiwostok	11	57	46*	58	89	63	29
Konstantinopel	38	49	49	74	40*	56	17
Nordamerika.							
Providence	29	37*	49	41	39	42	11
Sacramento	30	67	143	112	59*	91	28

Digitized by Google

Betrachtet man zunächst die Jahresmittel und vergleicht unsere Tabelle mit den Angaben der Regenhöhe, so ergibt sich, dass im allgemeinen den grösseren Niederschlagsmengen auch eine grössere Veränderlichkeit entspricht, indessen lässt sich hierfür kein bestimmtes Gesetz aufstellen. Ferner geht aus diesen Tabellen hervor, dass die Veränderlichkeit der Niederschlagshöhen von Norden nach Süden hin zunimmt, jedoch auch hierfür lässt sich keine feste Regel aufstellen, ebenso existiert eine Zunahme von Nordwest nach Südost hin, aber auch diese erfolgt nicht regelmässig.

In den einzelnen Monaten findet man nach Wild die grösste Veränderlichkeit — 100 und mehr — überall dort, wo die Niederschläge jeweilig geringe Werte aufweisen, so im Winter im ostasiatischen Monsungebiete, im Sommer im ganzen subtropischen Gebiete des Mittelmeeres und Transkaspiens, im Herbst in der Wüste südlich vom Aralsee. Umgekehrt ist die Veränderlichkeit in den Gegenden geringer, in denen die Niederschläge relativ reichlicher sind. „Deshalb bemerken wir im Winter eine Zunahme der Veränderlichkeit mehr von West nach Ost, im Frühjahr eine solche von allen Seiten her gegen die aralo-kaspische Niederung und die Gobi hin, im Sommer von Nordwest nach Südost in Europa und in Ostasien von Ost nach West, und endlich im Herbst in Westeuropa, im europäischen Russland und in Mittelasien von Nord nach Süd, in Ostasien von Ost nach West, in Mitteleuropa und im Kaukasus teilweise von West nach Ost."

Inwiefern die prozentische Veränderlichkeit der Monatssummen in den Gebirgen oder bei der maritimen oder kontinentalen Lage sich ändert, kann bis jetzt durch bestimmte Regeln nicht festgelegt werden.

Die Veränderlichkeit der Niederschlagshöhe kann dazu dienen, die Sicherheit der Mittelwerte beziehungsweise ihren wahrscheinlichen Fehler zu bestimmen. Zu diesem Zwecke dient die bereits angegebene Fechner'sche Formel

$$W.F = \pm \frac{1{,}1995 \,.\, \text{mittl. Abw.}}{\sqrt{2n-1}}.$$

Die folgende Tabelle, welche von Kremser nach dieser Formel berechnet wurde, zeigt den der mittleren Abweichung von 10 zu 10 % für die Beobachtungsdauer von 10 zu 10 Jahren entsprechenden wahrscheinlichen Fehler in Prozenten, wobei die dazwischen liegenden Werte leicht interpoliert werden können:

Zahl der Jahre	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Mittl. Abw. 10%	2,7	1,9	1,6	1,3	1,2	1,7	1,0	0,1	0,9	0,8
20	5,5	3,8	3,0	2,7	2,4	2,2	2,0	1,9	1,8	1,7
30	8,2	5,7	4,7	4,0	3,6	3,3	3,0	2,8	2,7	2,5
40	11,0	7,7	6,2	5,4	4,8	4,4	4,0	3,8	3,6	3,4
50	13,7	9,6	7,8	6,7	6,0	5,5	5,0	4,7	4,4	4,2
60	16,5	11,5	9,3	8,2	7,0	6,5	6,2	5,6	5,3	5,1
70	19,0	13,4	10,9	9,4	8,4	7,6	7,1	6,6	6,0	5,9
80	21,9	15,3	12,4	10,8	9,6	8,7	8,1	7,5	7,1	6,8
90	24,7	17,2	14,0	12,2	10,8	9,8	9,7	8,5	8,0	7,6
100	27,4	19,1	15,6	13,4	12,0	10,9	10,1	9,4	8,9	8,5

Hiernach würde der wahrscheinliche Fehler der monatlichen Regenmengen durchschnittlich betragen:

Digitized by Google

		Algier	Südspanien	Unteritalien	Mittelitalien	Oberitalien	Schweiz	Deutschland unter 300 m	Deutschland über 300 m
Mittl. Veränderl.		80	70	65	60	55	50	45	40
W. F.	10jähr. Mittel	± 22	19	18	16	15	14	12	11
	30 „ „	± 12	11	10	9	9	8	7	6
	50 „ „	± 10	8	8	7	7	6	5	5

Die Verhältnisse sind also im allgemeinen für die südlichen Gegenden am ungünstigsten, indessen gilt dieses nur für die regenärmeren Monate. Im Osten Russlands ist bei gleicher Beobachtungsreihe der wahrscheinliche Fehler erheblich grösser, als im Westen.

Die Veränderlichkeit der Niederschlagstage ist zuerst von Wild für Russland untersucht worden. Diese Untersuchung ergibt, dass die Monate mit sehr geringer Anzahl von Niederschlagstagen auch solche mit kleinster Veränderlichkeit sind, so die Sommermonate in Baku und in Transkaspien und die Wintermonate zu Nertschinsk und Peking.

Die räumliche Veränderlichkeit der Niederschlagshöhen ist nach Hann eine viel geringere, als die zeitliche oder „die Unterschiede in der jährlichen Periode der Niederschläge zwischen benachbarten Orten ist eine viel geringere, als die zwischen den Mitteln aus verschiedenen kürzeren Perioden an ein und demselben Orte". Dieser Umstand bietet ein bequemes Mittel, die Beobachtungsreihen benachbarter Stationen miteinander zu vergleichen.

Eine sekuläre Veränderlichkeit der Niederschläge konnte bis jetzt nicht nachgewiesen werden. Bemerkenswert ist die Thatsache, dass um das Jahr 1863 fast im ganzen europäisch-asiatischen Kontinente eine Epoche geringer Niederschläge eintrat. Im übrigen ist die Verbreitung von Jahren gleichen Charakters der Niederschläge verhältnismässig nicht sehr gross, welcher Umstand schon gegen das Vorhandensein kosmischer Wirkungen spricht.

Die räumliche Verteilung gleichzeitiger Niederschläge.

Die Dove'schen Untersuchungen über die Ausbreitung der Temperaturabweichungen nach demselben Sinne lassen sich auch auf die übrigen meteorologischen Elemente mit Erfolg ausdehnen, und haben insbesondere für die Niederschläge ein hohes Interesse. Der erste, welcher zuerst diese Untersuchung mit Bezug auf die räumliche Verteilung gleichzeitiger Niederschläge aufnahm, war A. Winkelmann[1]), indem er auf Grund 10jähriger Beobachtungen in Württemberg untersuchte, wie viele Prognosenbezirke mit Rücksicht hierauf einzurichten und wie diese zu begrenzen wären.

Indem wir bezüglich der Methode der Untersuchung auf die Originalabhandlung verweisen, bemerken wir nur, dass die Abweichungen jeder Station von dem Verhalten der Mehrheit der Stationen bestimmt wurden.

[1]) Zeitschr. d. Oesterr. Gesellsch. 1881. S. 225.

Digitized by Google

Ordnet man die Stationen nach der Grösse ihrer Abweichungen, so erhält man folgende Reihe (Abweichung in Prozenten):

Calw	11,50*	Freudenstadt	15,02	Schopfloch	15,87
Biberach	12,26	Sulz	15,45	Mergentheim	16,74
Stuttgart	12,84	Ulm	15,59	Isny	17,74
Heidenheim	13,02	Bruchsal	15,82	Friedrichshafen	17,78
Heilbronn	14,63				

Beispielsweise hat also Calw unter 100 Tagen des Jahres durchschnittlich 88,5 (100—11,5) Tage in Bezug auf Regen und Nichtregen ein übereinstimmendes Wetter mit der Mehrheit aller Stationen. Das Gesamtmittel beträgt 15,04, d. h. eine württembergische Station hat unter 100 Tagen durchschnittlich 85 Tage ein mit den übrigen Stationen übereinstimmendes Wetter.

Es sei bemerkt, dass die Abweichungen für die einzelnen Jahrgänge bei den einzelnen Stationen nicht unbedeutend schwanken, z. B. für Mergentheim (für 1866—1875) zwischen 20,9 und 13,2.

Eine getrennte Behandlung der positiven und negativen Abweichungen gibt folgende Zusammenstellung, wobei die positive Abweichung die Anzahl der Tage unter 100 bezeichnet, an welchen es an der betreffenden Station regnet, und es an der Mehrheit aller Stationen nicht regnet, die negative die Anzahl der Tage unter 100, an welchen es an dieser Station nicht regnet, und an der Majorität aller Stationen regnet:

	+	−		+	−		+	−
Mergentheim	10,00	6,61	Freudenstadt	5,37	9,61	Ulm	3,71	11,87
Bruchsal	5,25	10,54	Sulz	7,06	8,38	Biberach	6,12	6,13
Heilbronn	5,12	9,49	Heidenheim	7,67	5,21	Isny	6,25	11,49
Stuttgart	5,71	7,10	Schopfloch	10,56	5,48	Friedrichshafen	5,25	12,52
Calw	7,56	3,92				Mittel	6,59	8,50

Hiernach besteht keine Uebereinstimmung zwischen den positiven und negativen Abweichungen im allgemeinen; indessen zeigen die Zahlen, dass im Mittel eine Abweichung häufiger dadurch entsteht, dass es an einer Station nicht regnet, während es an den meisten anderen Stationen regnet. Dieses Ergebnis ist aber teilweise darin begründet, dass die Berücksichtigung kleiner Regenmengen für die einzelnen Stationen nicht gleichmässig stattfand.

Eine derjenigen von Winkelmann ähnliche Untersuchung ist von G. Mantel für die Schweiz durchgeführt worden[1]), wobei die Regenbeobachtungen von 26 Stationen zur Rechnung benutzt wurden, welche sich über das ganze Gebiet mit Ausnahme des Hochgebirges ziemlich gleichmässig verteilen. Der in Betracht kommende Zeitraum umfasst 6 Jahre (1875—1880); als Regentag wurde jeder Tag gerechnet, für welchen die gemessene Niederschlagsmenge mehr als 0,1 mm betrug. In der folgenden Tabelle geben die mit + versehenen Reihen an, wie viel Prozent aller Stationen im Monats- oder Jahresmittel an Tagen mit überwiegend trockenem Wetter durch Regenwetter von der Mehrheit abweichen, die mit — versehenen umgekehrt, wie viel Prozent aller Stationen an Tagen mit überwiegendem Regenwetter sich durch trockenes Wetter auszeichnen.

[1]) Zeitschr. der Oesterr. Gesellsch. 1882. S. 377.

Digitized by Google

	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Mittel
+	9,1	6,6	9,7	11,5	8,0	9,0	6,7	5,9	7,4	8,5	8,1	9,1	8,3
−	11,1	8,5	10,9	8,4	11,9	10,1	13,2	10,2	9,5	6,8	7,2	10,4	9,8
Summe	20,2	15,1	20,6	19,9	19,9	19,1	19,9	16,1	16,9	15,3	15,3	19,8	18,1
Uebereinst.	79,8	84,9	79,4	80,1	80,1	80,9	80,1	83,9	83,1	84,7	84,7	80,2	81,9

Diese Uebereinstimmung (82%) ist für ein so gebirgiges Land wie die Schweiz sehr bemerkenswert und deutet auf die untergeordnete Bedeutung der lokalen Einflüsse hin, welche meistens in hohem Grade überschätzt werden.

Indem Mantel die Schweiz in 5 Distrikte einteilte, erhielt er folgende Zahlen für die Uebereinstimmung:

I. NE-Schweiz	87,0%	IV. Südschweiz	93,8%
II. W-Schweiz	89,8	V. Graubünden	90,7
III. Genfer-See und Rhonethal	90,3	Ganze Schweiz	81,9

Die Uebereinstimmung ist für die einzelnen Distrikte grösser, als für das ganze Gebiet, offenbar aus dem Grunde, dass die Uebereinstimmung mit der Grösse des Gebietes, unter sonst gleichen Umständen, abnehmen muss. Da die Schweiz Württemberg an Grösse ungefähr um das 2fache übertrifft, so dürften unter Berücksichtigung dieses Umstandes die Resultate von Winkelmann und Mantel also nahezu gleich zu nehmen sein.

Eine andere, der Ausführung und den Zielen nach weiter gehende Untersuchung ist für Bayern von F. Horn[1]) gemacht worden, welche zu wichtigen und interessanten Schlussfolgerungen führte.

Als Material wurden die Beobachtungen der bayerischen meteorologischen Stationen von 1879—1883 benutzt und das Gebiet in vier Distrikte geteilt, nämlich in 1. Rheinpfalz mit 6 Stationen, 1 Station auf ca. 990 qkm; 2. Distrikt nördlich der Donau mit Einschluss von Regensburg mit 15 Stationen, 1 Station auf 2200 qkm; 3. Distrikt südlich der Donau mit 9 Stationen, 1 Station auf 3100 qkm; 4. östlicher Distrikt mit 4 Stationen, 1 Station auf 2250 qkm.

Als Niederschlagstag wurde jeder Tag gezählt, an welchem der Regenmesser auch nur eine Wasserhöhe von 0,1 mm lieferte, oder eine Menge, welche mit den vorhandenen Messvorrichtungen eben noch mit Schärfe wahrzunehmen war.

Die Figur 44 gibt nach Horn die Wahrscheinlichkeit gleichzeitigen Niederschlags und gleichzeitig trockenen Wetters, sowie, als Summe aus diesen beiden, des gleichzeitig gleichen Witterungscharakters an sämtlichen Stationen für die einzelnen Monate.

In den Kurven dieser Figur zeigt sich eine grosse Uebereinstimmung, indessen machen sich die klimatischen Verschiedenheiten der einzelnen Bezirke teilweise geltend; auch die Grösse

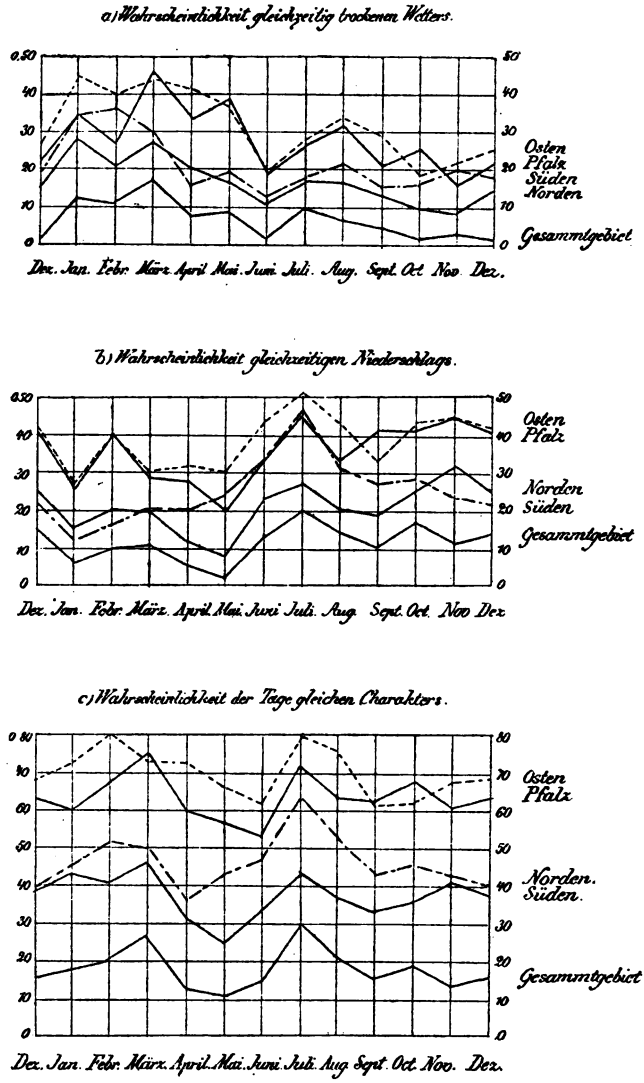
[1]) Beitrag zur Kenntnis der zeitlichen und räumlichen Verteilung der Niederschlagshäufigkeit in Bayern. Inaug.-Diss. München 1885.

Digitized by Google

derselben, sowie die Anzahl der in Betracht kommenden Stationen üben ihren Einfluss aus.

Eine Berücksichtigung der Tage, an denen nur an einigen wenigen Stationen Niederschlag gemessen wurde, oder an welchen

Fig. 44.



es ausser an einigen wenigen Stationen ganz trocken war, gab keine anderen Verhältnisse, sondern nur graduell verschiedene Werte. Dabei ergab sich das interessante Resultat, dass in den Herbst-

Digitized by Google

und Wintermonaten das abweichende Verhalten der Stationen mit zunehmender Höhe sehr markant zunimmt.

„Die Uebereinstimmung im Witterungscharakter ist in der Pfalz und dem östlichen Teile Bayerns ziemlich gross. (Unter 100 Tagen ist durchschnittlich im Jahre an 63 beziehungsweise 70 Tagen in Bezug auf Niederschlag das gleiche Wetter.) Ueberhaupt herrscht hier auch in den einzelnen Jahreszeiten eine viel grössere Gleichmässigkeit. In der Pfalz ist die Schwankung eine minimale, desgleichen im Osten mit Ausnahme des Herbstes; zu dieser Zeit ist die Wahrscheinlichkeit der Tage gleichen Charakters dort eine geringe.

Im nördlichen wie südlichen Bayern zeigt sich die geringste Uebereinstimmung im Frühjahr; die grösste findet sich auf ersterem Gebiete im Winter, auf letzterem im Sommer; März und Juli bieten zumeist die grösste Wahrscheinlichkeit der Tage gleichen Charakters.

Die gleichzeitigen Niederschläge, der eine der beiden Faktoren, aus welchen sich obige Uebereinstimmung zusammensetzt, werden im südlichen Bayern am seltensten im Winter verzeichnet, in den übrigen Gebieten im Frühjahr. Am öftesten fallen sie teils im Herbste, und zwar in der Pfalz und dem Norden, teils im Sommer, und zwar im Süden und Osten. Im Juli findet sich für alle Gebiete mit Ausnahme des nördlichen Bayern die grösste Häufigkeit gleichzeitigen Niederschlags, in diesem Bezirke im November. Die geringste weist der Süden und Osten im Januar, der Norden und die Pfalz im Mai auf.

Gleichzeitig trockenes Wetter herrscht in den vier Teilgebieten am seltensten im Herbste, und zwar bietet der November für die Pfalz und das nördliche Bayern die geringste Wahrscheinlichkeit, der Juni dagegen für den Süden und Osten. Am häufigsten ist es gleichzeitig trocken im diesseitigen Bayern im Winter mit Ausnahme seines östlichsten Teiles, hier und in der Pfalz im Frühjahr. Die Monate Januar, Februar und März weisen die grösste Wahrscheinlichkeit auf.

Sieht man von den einzelnen Gebieten ab und betrachtet, welches Verhalten Bayern in seiner Gesamtheit zeigt, so ergibt sich:

Trockenes Wetter herrscht zu gleicher Zeit im ganzen Lande im Winter am häufigsten, im Herbste am seltensten. Gleichzeitige Niederschläge fallen im Sommer am meisten, am wenigsten werden sie im Frühjahr verzeichnet. Der Juli bietet hierfür die grösste, der April und Mai die geringste Wahrscheinlichkeit. Noch ist zu bemerken, dass in den meisten Monaten die Zahl der Tage, an welchen allenthalben Niederschlag fällt, grösser ist, als die Zahl der gleichzeitig trockenen Tage. Nur in den beiden Wintermonaten Januar und Februar, wie in den drei Frühlingsmonaten gestaltet sich das Verhältnis umgekehrt. Wie Mantel und Winkelmann für ihre Gebiete nachgewiesen haben, so ergibt sich auch für unser Land die Thatsache, dass im Mittel die Abweichungen durch trockenes Wetter häufiger sind als diejenigen durch Niederschlag."

Digitized by Google

Hagel und Graupeln.

Hagel sind mehr oder weniger feste und undurchsichtige Eisstücke, Graupeln dicht zusammengeballte Schneekügelchen. Die Hagelkörner bestehen in der Regel aus konzentrischen Schichten von weichem oder festem Eis und haben das Aussehen von Kristallen, an denen die Ecken abgestumpft sind. Ueber die Entstehung des Hagels sind die Ansichten der Meteorologen noch sehr geteilt, so dass eine allgemein gültige Theorie der Hagelbildung bis jetzt noch nicht geschaffen ist. Am einfachsten und auch wohl der Wahrheit am nächsten scheint uns die von O. Reynold aufgestellte Theorie zu sein, welche sich kurz mit folgenden Worten zusammenfassen lässt[1]): Wenn die Partikelchen von Wasser oder Eis, die eine Wolke oder einen Nebel bilden, von ungleicher Grösse sind, so werden die grösseren mit grösserer Geschwindigkeit fallen, als die kleineren, und daher mit unterhalb ihnen befindlichen Teilchen zusammenstossen. Sie werden nun mit diesen noch grössere Aggregate bilden, eine vermehrte Geschwindigkeit erhalten und so mit immer mehr Partikelchen auf ihrem Wege zusammentreffen und sich auf diese Weise rasch vergrössern. Unter solchen Umständen wird sich also die Wolke verwandeln in Regen oder Hagel, je nachdem die Teilchen aus Wasser oder Eis bestehen. In der That entspricht die Gestalt der Hagelkörner dieser Entstehungsweise, indem sie mehr oder weniger unvollkommene Kegel mit abgerundeter Grundfläche und streifiger Oberfläche bilden. Es gelang Reynold, auf künstlichem Wege Hagelkörner von $^1/_2$—$^3/_4$ Zoll herzustellen, indem er umgekehrt, wie es in der Natur der Fall ist, einen Strom gefrorenen Nebels gegen einen kleinen Gegenstand führte, so dass gleichsam die Wolke aufstieg und das Hagelkorn traf.

Die Figuren 45—61 veranschaulichen eine Anzahl an verschiedenen Orten beobachteter Hagelkörner von sehr verschiedenen Formen[2]), welche sämtlich (ausser 60b; a und c sind die Querschnitte hierzu) in natürlicher Grösse dargestellt sind. Die weissgelassenen Stellen bezeichnen die aus klarem Eis bestehenden Stellen (ausser Durchschnitte 58, 60 und 61).

Bei der Hagelbildung sind jedenfalls heftige Bewegungen in der Atmosphäre mitthätig, wie aus den das Hagelwetter in der Regel begleitenden heftigen Windstössen hervorgeht, insbesondere dann, wenn kalte Luftströme in ein warmes Gebiet einfallen, wie es nicht selten auf der Rückseite unserer Cyklonen geschieht. Die Graupeln entstehen wahrscheinlich aus Schneeflocken, die bei ihrer horizontalen und vertikalen Bewegung durch Aneinanderstosssen zusammengeballt werden.

Die Graupeln fallen zwar in allen Jahreszeiten, jedoch vorzugsweise in den Frühlings- und Herbstmonaten, wogegen der Hagel hauptsächlich dem Sommer eigen ist, zu welcher Jahreszeit er meistens in Begleitung von Gewittern fällt.

---

[1]) „Nature“ vol. 15. 1876. S. 163 und „Der Naturforscher“. 1878. Nr. 16.
[2]) Met. Zeitschr. 1888. S. 445.

Digitized by Google

Fig. 45.

Fig. 46.

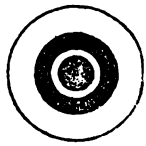


Fig. 47.

Fig. 48.

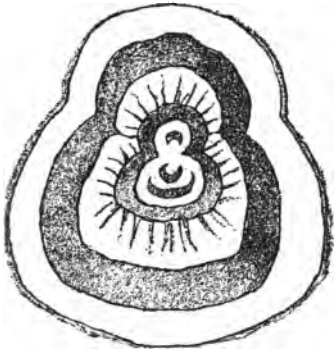


Fig. 49.

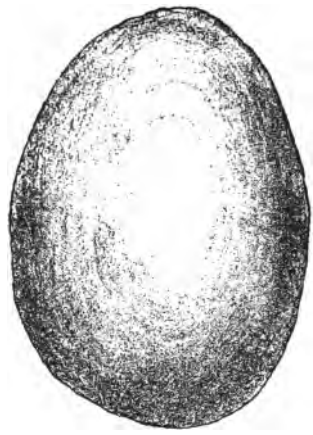


Fig. 50.

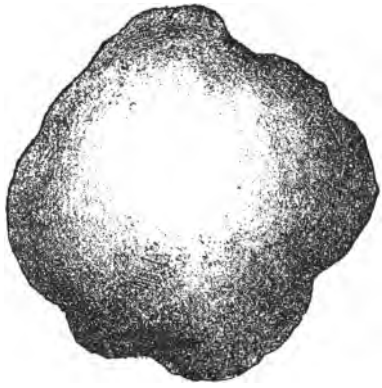


Fig. 51.

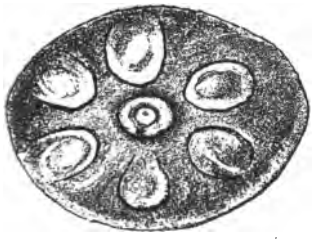


Fig. 52.

Digitized by Google

Fig. 53.

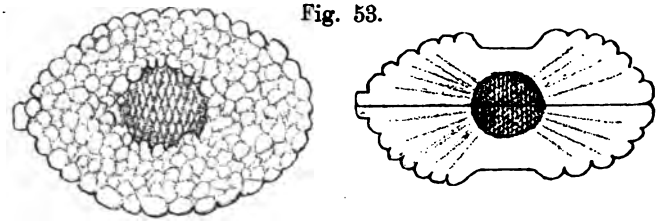


Fig. 54.

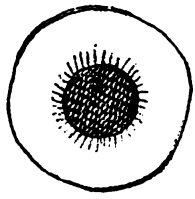


Fig. 55.

Fig. 56.

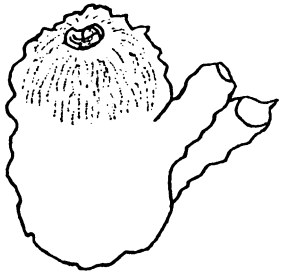
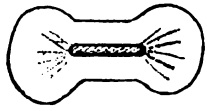


Fig. 57.



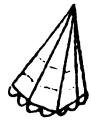


Fig. 58.

Fig. 59.

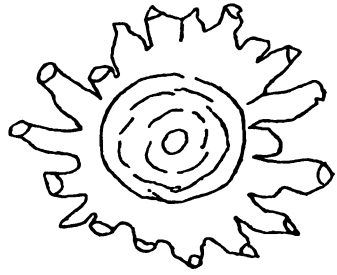


Fig. 60.

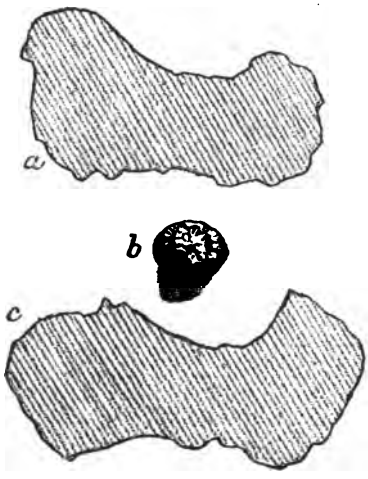
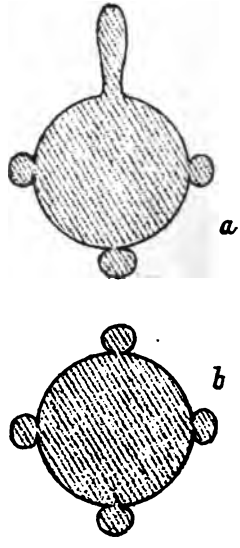


Fig. 61.



Digitized by Google

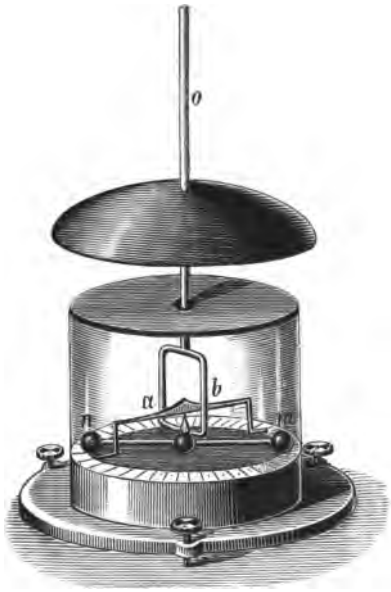
VII. Elektrische Erscheinungen.

Luftelektrizität.

Was wir bis jetzt über den Ursprung der atmosphärischen Elektrizität wissen, ist grösstenteils Hypothese. Man hat versucht, die Entstehung derselben aus Thermoströmen, aus der Kondensation und Verdampfung des Wassers und aus Reibungsvorgängen in der Atmosphäre zu erklären, indessen ist ein sicherer Beweis für die Richtigkeit einer dieser Hypothesen, der allgemein als gültig erkannt wurde, bis jetzt noch nicht beigebracht worden.

Zum Nachweis der atmosphärischen Elektrizität werden gewöhnlich die Influenz- oder die davon abhängigen Spitzenwirkungen benutzt. Ein einfaches und sehr empfindliches Instrument ist dasjenige von Peltier, welches durch Fig. 62 dargestellt ist. Der unbeweg-

Fig. 62.



liche Kupferstab m n ist mit der Stange o verbunden, auf welche die Luftelektrizität influenzierend wirkt. Der Stahlbügel a b ist magnetisiert und legt sich an den Kupferstab m n an, wenn dieser im magnetischen Meridian liegt. Bei Zuführung von Elektrizität durch o wird der Bügel abgestossen, und zwar mit einer Kraft, welche proportional ist dem Sinus des Ablenkungswinkels.

Die folgenden Tabellen geben die tägliche und jährliche Variation der Luftelektrizität; die Zahlen haben nur einen relativen Wert, so dass die absoluten Mengen der verschiedenen Orte nicht vergleichbar sind.

Digitized by Google

Stunde	Moncalieri mit Störung 1858–63	Moncalieri ohne Störung 1858–63	Perpignan 1886 (Volt)	Lissabon 1887 (Dan.-Elem.)	Melbourne 1858–63 Juli	Melbourne 1858–63 Jan.	St. Louis (Miss.) 12 Jahre
Mitternacht	17,4	16,9	33,7	— 8,3	3,2	2,7	—
1 a. m.	16,2	16,0	30,9	— 12,8	3,1	2,6	—
2	16,1*	14,9*	28,5	— 15,9	2,8	2,3	—
3	17,3	15,7	28,3*	— 16,6	2,7*	2,5	—
4	16,3	15,4	30,0	— 17,7*	2,9	2,4*	—
5	16,9	16,1	31,9	— 17,5*	3,0	2,7	—
6	20,6	18,2	35,0	— 13,6	3,4	3,7	6,2
7	20,2	18,7	30,9	— 9,2	2,3	3,8	—
8	20,8	19,4	43,6	— 7,2	5,3	3,5	—
9	20,3	19,6	43,5	— 5,0	5,3	2,6	6,7
10	19,8	19,2	37,6	— 3,5	4,8	2,2	—
11	19,1	17,2	37,8	2,0	3,8	2,0	—
Mittag	17,5	16,2	37,8	6,8	3,4	1,8	5,8
1 p. m.	15,8	15,4	38,1	16,1	2,9	1,8	—
2	14,8	14,1	38,0*	22,5	2,3	1,7	—
3	14,6*	14,0*	38,3	22,4	2,7*	1,3*	4,8*
4	15,5	14,3	40,7	18,0	3,3	1,7	—
5	15,5	15,0	43,8	13,0	3,8	2,0	—
6	19,5	17,7	47,5	11,3	4,5	2,2	5,5
7	19,2	17,8	50,2	7,9	4,6	2,6	—
8	19,4	18,5	49,6	7,4	4,3	2,9	—
9	20,5	19,1	47,0	4,7	4,2	3,2	4,5
10	19,1	18,0	42,6	— 0,6	3,8	3,0	—
11	18,1	15,9	38,3	— 4,0	3,8	2,9	—

Täglicher Gang in der jährlichen Periode für Moncalieri 1867–78:

Stunde	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr
6 a. m.	14,6*	16,8*	16,6*	16,3*	17,1	13,3	13,5	14,5	13,5	12,9	12,9*	16,5*	14,9*
9	16,8	20,2	23,2	19,3	17,4	13,0	11,6	14,4	13,1	15,8	15,8	19,2	16,4
Mittag	17,8	19,4	19,4	14,9	15,1	10,5*	9,7*	11,2*	9,5*	10,5	10,5	16,2	13,7
3 p. m.	15,2*	17,0*	18,6*	13,4*	15,5	11,3	12,9	13,2	11,9	10,3*	10,3*	13,8*	13,6*
6	22,0	21,3	22,0	16,5	13,1*	12,3	16,0	14,5	12,8	15,2	15,2	19,4	16,4
9	19,2	18,6	21,1	16,3*	13,6	12,8	11,7*	14,2	14,0	14,9	14,9	18,7	15,6
Mittel	17,6	18,8	20,2	16,1	15,3	12,2*	12,6	13,7	12,5	13,2	13,2	17,3	15,1

Monatsmittel:

	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr
Perpignan	55,6	65,0	60,8	46,9	28,9	27,6	23,8*	31,2	26,8	27,2	22,8*	43,0	—
Lissabon	69,4	50,5	32,0	44,2	12,2*	46,2	46,6	55,6	85,1	60,5	77,9	44,4	—
S. Louis (10 J.)	7,8	10,6	10,0	7,5	5,3	3,8	2,2	2,0*	2,5	2,4	5,4	7,7	5,6
Melbourne + E Intens.	2,6	2,5	2,3	2,2*	2,6	2,8	2,5	3,5	3,7	3,4	3,1	2,6*	2,9
„ — E in %	12,6	13,6	13,4	7,8	5,2	5,0	3,6	2,9*	5,4	9,7	10,3	10,5	100,0

Jahresmittel[1]):

Jahre	1867	1868	1869	1870	1871	1872	1873	1874	1875	1876	1877	1878, 1867–78
Moncalieri	7,8	11,0	12,1	8,0*	8,3	19,1	19,1	23,2	27,6	19,1	12,5	11,7
Jahre	1861	1862	1863	1864	1865	1866	1867	1868	1869	1870	1871	1872	1861–72
S. Louis	8,4	8,4	9,2	6,8	5,7	5,2	4,6	2,5*	3,0	4,5	4,5	4,6	5,6

[1]) Die Tabellen sind entnommen für Perpignan aus: Tines, Bull. météor. d. Dép. d. Pyr. 1868; für Moncalieri aus Meteor. Ital. 1879, Fasc. V; für Lissabon aus Annals do observatorio do Inf. D. Luiz, Lisboa 1879; für Melbourne aus Neumayer: Discussions of the meteor. and magn. Observ. made at the Flagstaff Obs. during 1858–63, Mannheim 1867; für S. Louis aus Oesterr. Zeitschrift für Met. 1872. S. 406 und 1874 S. 88.

Digitized by Google

Windrichtung und Elektrizität für Melbourne 1858—63 (+ E):

	S	SE	E	NE	N	NW	W	SW
Juli	5,0	5,6	6,6	5,1	2,7	2,7	2,5*	3,8
Januar	3,0	3,2	3,2	2,5	2,3	2,3*	2,3	2,6
Jahr	2,5	3,8	4,1	3,4	2,5	2,4*	2,6	2,7

Nach allen bisher gesammelten Erfahrungen ist die atmosphärische Elektrizität in allen Gegenden der Erde überwiegend positiv, und zwar stets bei heiterem oder bewölktem trockenen Wetter. Die Spannung der Elektrizität wird vergrössert durch Regen und Schnee und besonders durch Gewitter- und Hagelerscheinungen, wobei häufig negative Elektrizität auftritt (nach 12jährigen Beobachtungen zu Moncalieri in der Hälfte der Fälle). Die negative Elektrizität zeigt sich zuweilen vor und nach dem Gewitter, seltener vor und nach Regen oder Schnee; dabei können zwei aufeinanderfolgende Niederschläge, die durch Aufklaren getrennt sind, verschiedene elektrische Zeichen haben. Nebel vergrössert die positive Spannung der Elektrizität.

Nach Dellmann sind die Wolken in verschiedenen Teilen entgegengesetzt elektrisch. Nach seinen Beobachtungen in Kreuznach hatten alle daselbst vorüberziehenden Wolken einen negativen elektrischen Kern, welcher mit positiv elektrischen Gürteln oder Zonen umgeben war, deren Elektrizität nach der Grenze hin an Dichte allmählich abnahm. „Das Maximum der Elektrizität liegt meist nicht in der Mitte. Einem schroffen Aufsteigen der einen Elektrizität entspricht immer ein schroffes Aufsteigen der benachbarten entgegengesetzten."

Interessant sind die Untersuchungen Neumayers über die Beziehungen der Windrichtung zu der Art der Elektrizität für Melbourne. Aus unserer Tabelle geht hervor, dass die Spannung der positiven Elektrizität bei Südostwinden am grössten, bei Nordwestwinden am kleinsten ist. Dieses stimmt mit den Untersuchungen von Dellmann überein, wonach die „Polarwinde die elektrische Spannung steigern, dagegen die Aequatorialwinde dieselbe verringern".

Die atmosphärische Elektrizität hat eine tägliche und eine jährliche Periode; ob auch eine säkulare Periode existiert, bleibt nach dem jetzt vorhandenen Beobachtungsmaterial durchaus zweifelhaft. Aus unserer Tabelle ergeben sich für die Eintrittszeiten der Extreme in der täglichen Periode folgende Stunden:

	Maxima:		Minima:	
Moncalieri (mit Störung) .	8^h a. m.	9^h p. m.	2^h a. m.	3^h p. m.
„ (ohne „) .	9^h a. m.	8^h p. m.	2^h a. m.	3^h p. m.
Perpignan	8 u. 9^h a. m.	7^h p. m.	3^h a. m.	2^h p. m.
Lissabon	—	2—3^h p. m.	4^h a. m.	—
Melbourne, Juli	9^h a. m.	7^h p. m.	3^h a. m.	3^h p. m.
„ Januar . . .	7^h a. m.	9^h p. m.	4^h a. m.	3^h p. m.

Aus dieser Zusammenstellung ergibt sich also ein doppeltes Maximum zwischen 8 und 9 Uhr vormittags und nachmittags, welche beide durch Minima um 2—4 Uhr nachts und nachmittags getrennt sind. Dagegen Lissabon zeigt nur ein einziges Maximum von 2—3 Uhr nachmittags und ein einziges Minimum um 4 Uhr morgens; da sich

Digitized by Google

indessen diese Angaben nur auf eine einjährige Reihe beziehen, so bedürfen dieselben noch einer weiteren Bestätigung. Der tägliche Gang der Luftelektrizität entspricht fast genau jenem des Luftdrucks. Diese Beziehung wurde insbesondere von Neumayer aus seinen Beobachtungen in Melbourne mit voller Bestimmtheit abgeleitet. Es liegt somit nahe, die Entwicklung der atmosphärischen Elektrizität von der Wirkung der Sonnenwärme oder des Wasserdampfes oder aus der vereinten Wirkung beider abzuleiten.

Der Gang der Luftelektrizität in der jährlichen Periode ist sehr unregelmässig, jedoch findet im allgemeinen das Maximum in der kälteren, das Minimum in der wärmeren Jahreszeit statt, wie die Zahlen der obigen Tabelle zeigen, denen wir noch folgende hinzufügen:

	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.
Kiew	109	151	167	75	57	38	29*	39	29*	33	50	70
Stuttgart . . .	16	24	18	10	8*	8*	8*	10	11	10	12	12

Gewitter.

Wenn wir auch über den Ursprung der Luftelektrizität noch sehr im unklaren sind, so ist uns doch die Erscheinung und der Verlauf der Gewitterphänomene in den wesentlichsten Zügen ziemlich gut bekannt, und zwar haben wir diese Kenntnis hauptsächlich den Bestrebungen der neueren Zeit zu danken. Die Beobachtung und Untersuchung der Gewitter wurde zuerst in systematischer Weise in Frankreich begonnen (1865), dann folgten Schweden, Norwegen und Belgien. In Deutschland wurde zuerst in Bayern (1879) durch v. Bezold ein geordneter Dienst für Gewitterbeobachtungen eingerichtet, welcher bald darauf auch in Sachsen, Württemberg und Provinz Sachsen und Umgebung und zuletzt auch in Preussen eingeführt wurde. Auch in Italien und dem russischen Reiche sind zahlreiche Gewitterstationen eingerichtet, so dass gegenwärtig die Gewitter über fast dem ganzen europäisch-asiatischen Kontinent verfolgt werden können. Alle diese Beobachtungen und die daran sich reihenden Untersuchungen haben unsere Kenntnis über das eigentliche Wesen der Gewitter wenig gefördert, dagegen eine ganze Reihe von Gesetzmässigkeiten aufgedeckt, welche theoretisch und praktisch von der grössten Wichtigkeit sind.

Der Sitz des Gewitters ist gewöhnlich eine eigentümlich gestaltete Haufenwolke mit einer Unterfläche von meist graublauer Färbung. Die Höhe der Gewitterwolken ist verhältnismässig gering und scheint fast nie bis zur Höhe der Cirrusregion hinanzureichen, was schon daraus hervorgeht, dass die eigentliche Cirruswolke von den heftigen Bewegungen der unteren Luftschichten während der Gewittererscheinungen nicht berührt wird. Für die Höhe der Gewitterwolken bei lokalen Gebirgsgewittern gibt Hann[1]) in Uebereinstimmung mit

[1]) Met. Zeitschr. 1886. S. 23.

Digitized by Google

Kämtz [1]) als untere Grenze 1400 m an. Reimann [2]) bemerkt, dass von 18 Gewittern im Riesengebirge 10 unterhalb des Gipfels der Schneekoppe (1599 m) hinwegziehen, wobei der Himmel über den Gewitterwolken ganz heiter ist, 5—6 streifen den Gipfel, während 2—3 ganz darüber hinweggehen. Auch von Anderen werden ähnliche Angaben über die Höhe der Gewitterwolken gemacht. In den meisten Fällen sind die Wolken, welche sich zu einem Gewitter ausbilden, anfänglich klein und nehmen rasch an Umfang zu, so dass es scheint, als wenn sie aus sich heraus wüchsen, und bedecken in kurzer Zeit den vorher meistens blassblauen Himmel. Charakteristisch ist die eigentümliche, in vielen Kontrasten spielende Beleuchtung; an einigen Stellen sind die Farben dunkelgrau und dicht daneben befinden sich gelbliche Streifen, zuweilen, insbesondere bei Sonnenuntergang, liegen im Westen mächtige Längsstreifen, die allmählich in Grau und Stahlblau übergehen. Durch dieses verschiedene Farbenspiel erhält manchmal die ganze Landschaft ein eigenartiges Aussehen. Auf die Aenderungen, welche vor, bei und nach dem Ausbruche des Gewitters vor sich gehen, werden wir noch weiter unten zu sprechen kommen.

Die Elektrizität der Gewitterwolken, welche bald positiv, bald negativ ist, wirkt auf die Elektrizität ihrer Umgebung verteilend, die entgegengesetzte anziehend, die gleichnamige abstossend, so dass also zwischen den einzelnen Wolken und zwischen Wolken und Erde eine elektrische Spannung stattfindet. Ist diese Spannung oder die Anziehungskraft der beiden Elektrizitäten gross genug, den Widerstand der dazwischenliegenden Luft zu überwinden, so findet eine Ausgleichung statt, die sich durch den elektrischen Funken, den Blitz, kundgibt, welcher gewöhnlich von einem heftigen Knall, dem Donner, begleitet ist.

Der Blitz. Das Elmsfeuer.

Man unterscheidet drei Formen des Blitzes: den Zickzackblitz, den Flächenblitz und den Kugelblitz. Der Zickzackblitz ist ganz ähnlich dem Funken unserer Elektrisiermaschinen. Er besteht aus einem zickzackartigen Hauptstrahl, von welchem viele Verästelungen ausgehen, die gewöhnlich erst am Ende beginnen. Wahrscheinlich rührt diese eigentümliche Form von dem ungleichen Leitungsvermögen der Luft her. Die Blitze sind in der Regel blendend weiss, jedoch kommt bei den Zickzackblitzen nicht selten eine lebhafte Färbung vor. Figuren 63 und 64 veranschaulichen zwei Blitzschläge, welche in Brüssel am 23. Mai 1886 um 3 Uhr morgens durch M. W. Prinz photographisch aufgenommen wurden [3]). Der Flächenblitz ist ein Aufleuchten der Gewitterwolke in grösserem Umfange. Das Wetterleuchten, welches mit dem Aufleuchten des Flächenblitzes Aehnlichkeit hat, ist nichts anderes, als ein Wider-

[1]) Met. Vorlesungen. S. 428.
[2]) Met. Zeitschr. 1886. S. 249.
[3]) Siehe Ciel et Terre. 1886.

Digitized by Google

schein der Blitze eines entfernten Gewitters. Dass sich dieses wirklich so verhält, ist von Mohn und Hildebrandsson für Skandinavien nachgewiesen worden. Dieselben konstatierten dabei das Vorhandensein eines Gewitters oft in einer Entfernung von 4—500 km. Ebenso gibt v. Bezold Fälle an, dass in Bayern Wetterleuchten herrschte, während gleichzeitig jenseits der Alpen im südlichen Oesterreich ferne Gewitter sich entluden. Die Kugelblitze, welche sehr selten vorkommen, sind eine rätselhafte, bis jetzt noch unerklärte Erscheinung. Die Gestalt der Kugelblitze ist die einer Kugel von sehr verschiedener Grösse, welche mit verhältnismässig geringer Ge-

Fig. 63.

schwindigkeit sich fortbewegt, bald harmlos verlaufend, bald von furchtbaren Zerstörungen begleitet. Selten tritt diese Erscheinung auf, ohne dass nicht andere Blitze vorhergingen oder folgten.

Die Geschwindigkeit des Blitzes ist eine ausserordentlich grosse, sie beträgt längs eines isolierten Drahtes ungefähr 63 000 geographische Meilen in der Sekunde, also um etwa die Hälfte mehr, als diejenige des Lichtes.

Das St. Elmsfeuer, welches zuweilen bei tiefgehenden Gewitterwolken beobachtet wird, ist eine andere Form elektrischer Entladung. Die Spannung der Elektrizität ist bei dieser Erscheinung so stark, dass sie aus erhabenen, spitzigen Gegenständen in Gestalt eines Flammenbüschels ausstrahlt, wie wir dieses an den Spitzen unserer

Digitized by Google

Elektrisiermaschinen wahrnehmen. Je nachdem die ausströmende Elektrizität positiv oder negativ ist, ist auch die Form des Ausströmungsbüschels verschieden. Man kann mit Hilfe einer Elektrisiermaschine positive oder negative Büschel erzeugen, und diese zeigen nach Obermayer[1]) folgende Unterschiede (s. Fig. 65). Die positiven Büschel haben einen deutlich ausgebildeten rötlich-weissen Stiel, der sich in das Büschel fortsetzt. Die Verzweigungen des Stieles sind ausgesprochen feinstrahlig und gegen die Enden violett. Der Kegel, welchen die Strahlen des Büschels am Stiele bilden, hat einen Oeffnungswinkel, der in der Regel grösser ist, als ein rechter Winkel.

Fig. 64.

Die einzelnen Strahlen haben eine Länge von 1,5—3 cm und können selbst 5—6 cm lang werden. Die negativen Büschel sitzen auf einem feinen Lichtpunkte auf und sind von so zarter Struktur, dass die einzelnen Strahlen nicht unterschieden werden können. Der Lichtpunkt ist von einer sehr zarten Lichthülle umgeben, welcher sich wie ein Blütenkelch zum Büschel erweitert. Die Oeffnung der Büschel ist viel kleiner als 90°, etwas über 45°, die Länge des gesamten Büschels bleibt stets unter 1 cm. Das Elmsfeuer scheint am häufigsten in Gebirgen und auf der See vorzukommen; im letzteren Falle

[1]) Met. Zeitschr. 1888. S. 324.

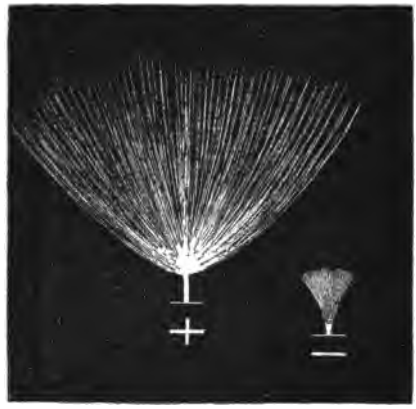
Digitized by Google

leuchten insbesondere die Mastspitzen und die Raaennocken. Bei den Alten war dieses Phänomen unter dem Namen „Castor und Pollux" bekannt.

Der Donner.

Kürzere oder längere Zeit nach der Erscheinung des Blitzes hören wir den Donner, welcher dadurch entsteht, dass die Luft auf dem ganzen Wege der elektrischen Entladung plötzlich ausgedehnt wird und dann mit grosser Heftigkeit sich wieder zusammenzieht. Wegen der viel geringeren Geschwindigkeit des Schalles gegenüber derjenigen des Lichtes hören wir den Donner viel später, als wir den Blitz bemerkten, und aus der Zeit zwischen Blitz und Donner

Fig. 65.



Elmsfeuer.

lässt sich die Entfernung der Entladungsstelle angenähert berechnen, indem man für jede 3 Sekunden etwa 1 km rechnet. Der Donner ist je nach der Entfernung des Beobachters und der Richtung des Blitzes zu demselben sehr ungleich. Findet die Entladung in unserer unmittelbaren Nähe statt, so hören wir meistens nur einen mehr oder weniger heftigen Knall, während entferntere Personen ein längeres Geräusch vernehmen. Das Rollen des Donners, welches oft viele Sekunden lang anhält und in Zwischenräumen durch heftige Stösse verstärkt wird, dürfte seinen Grund haben in der ungleichen Grösse und Entfernung der Entladungsflächen, dann aber auch in der ungleichen Fähigkeit der verschieden erwärmten Luftschichten, den Schall fortzupflanzen. Die Entfernung, auf welche der Donner gehört wird, ist eine verhältnismässig geringe; selbst sehr heftige Donnerschläge scheinen nicht weiter als etwa 25 km weit gehört zu werden, während starke Kanonenschüsse auf mehr als die vierfache Entfernung unter Umständen noch vernommen werden.

Digitized by Google

Blitzschläge.

Die meisten elektrischen Entladungen scheinen von Wolke zu Wolke stattzufinden, indessen sind Entladungen zwischen Wolke und Erde häufig. Dabei folgt der Blitz, wie der Funke unserer Elektrisiermaschine, stets den besseren Leitern, also den Metallen und den feuchten Körpern, und wählt den nächsten Weg, zur Erde zu gelangen. Nicht selten springt er von dem besseren Leiter ab, wenn er auf einem anderen Wege rascher die Erde erreichen kann. In diesem Falle übt der Blitz öfters eine ausserordentliche mechanische Gewalt aus: die schlechten Leiter werden durchbrochen, weit umhergeschleudert, entzündet, zersplittert u. dergl., vom Blitze getroffene Menschen und Tiere werden betäubt oder getötet. Wichtige Beiträge zur Statistik der Blitzschläge in Deutschland hat in neuerer Zeit Hellmann gegeben, von denen wir einige Resultate hier wiedergeben wollen [1]).

„In Schleswig-Holstein waren im Jahrzehnte 1874—1883 von allen Blitzschlägen auf Gebäude

mit harter Dachung 9 % zündende, 91 % kalte,
„ weicher „ 68 % „ 32 % „

so dass also Blitzschläge auf Gebäude mit weicher Dachung 7—8mal öfter als auf solche mit hartem Dache zünden."

Im Jahre entfallen Blitzschläge auf je eine Million:

gewöhnlicher Gebäude mit harter Dachung	163
„ „ „ weicher „	386
Kirchen	6277
Windmühlen	8524
gewerblicher Gebäude, Dampfschornsteine .	306.

In Schleswig-Holstein ist demnach die Blitzgefahr von Türmen und Glockentürmen 39mal, die von Windmühlen sogar 52mal grösser, als die von gewöhnlichen Gebäuden mit harter Dachung.

„Die relative Blitzgefahr nimmt unter gleichen Umständen um so mehr ab, je mehr Häuser zu einer geschlossenen Ortschaft gruppiert sind. Im Königreich Preussen ist die Blitzgefahr auf dem Lande fünfmal grösser als in den Städten. In Berlin werden durchschnittlich nur 0,2—0,3 % aller Brände durch Einschlagen des Blitzes verursacht. Für ein gewöhnliches Wohngebäude, welches weder vereinzelt dasteht, noch besonders hoch ist, dürfte daher die Anlegung eines Blitzableiters hier unnötig erscheinen. Im Grossherzogtum Baden sind die Unterschiede im Betrage der Blitzgefahr der einzelnen Kreise so gross, wie vielleicht in keinem anderen Teile Deutschlands; im Heidelberger Kreise erreicht dieselbe nur 24, dagegen im Waldshuter 265 für eine Million Gebäude. In Hessen sind die blitzgefährdetsten Gegenden die der mittelrheinischen Tiefebene, während die Bergkreise des Odenwaldes und des Vogelsgebirges am wenigsten durch Blitzschäden leiden. Bei Bergkreisen schützt die

[1]) Siehe Veröffentl. des Kgl. Preuss. Stat. Bureaus. 1886. S. 177.

Digitized by Google

Belegenheit der Ortschaften in tief eingeschnittenen Thälern, welche von höheren Gegenständen überragt werden; daher vermehrt die Lage im Flachlande, zumal wenn es, wie Rheinhessen, überaus waldarm ist, die Gefahr bedeutend.

„Im 15jährigen Durchschnitte für 1869—1883 wurden von je einer Million Menschen durch Blitzschlag getötet in Preussen 4,4, Baden 3,8, Frankreich 3,0, Schweden 3,1.

„Die geologische Beschaffenheit des Bodens, insbesondere seine Wasserkapazität, hat auf die Grösse der Blitzgefahr einer Gegend erheblichen Einfluss. Bezeichnet man diese Gefahr für Kalkboden mit 1, so ist diejenige für Keupermergel gleich 2, für Thonboden 7, für Sandboden 9 und für Lehmboden 22. Diesem Umstande hat der grösste Teil Süddeutschlands und Oesterreichs seine geringe Blitzgefährdung gegenüber dem norddeutschen Flachlande teilweise zu verdanken.

„Von allen Bäumen werden Eichen verhältnismässig am häufigsten, Buchen am seltensten durch den Blitz beschädigt. Bezeichnet man die Blitzgefahr der Buchen mit 1, so ist dieselbe für Nadelhölzer gleich 155, für Eichen 54 und für andere Laubhölzer 40. Der Blitz trifft relativ oft kranke, bevorzugt freistehende und Randbäume vor solchen im Bestande und beschädigt am leichtesten 16 bis 20 m hohe Bäume.

„Der Blitzstrahl trifft nahezu dreimal häufiger den Schaft als die Spitze der Bäume, fährt meistens bis zur Erde nieder und springt nur in 3 unter 100 Fällen zu anderen Bäumen über. Bei einem Drittel aller vom Blitze berührten Bäume wird der Stamm zersplittert. Meistens fährt der Blitzstrahl, den Längsfasern folgend, in gerader Richtung am Stamme herab, und halb so oft schlägt er eine gewundene Bahn ein, wobei er zuweilen zwei volle Umläufe am Stamme zurücklegt."

Interessant ist die Thatsache, dass in Deutschland die Zahl der Blitzschläge im allgemeinen erheblich zugenommen hat. Auf Grundlage der Akten der bayerischen Brandstatistik wies v. Bezold nach, dass innerhalb der 50 Jahre von 1833—1882 eine prozentische Vermehrung der jährlichen zündenden Blitzschläge in Bayern um nahezu das Dreifache stattgefunden habe. Die während dieses Zeitraumes sich zeigenden Schwankungen sucht v. Bezold mit der jährlichen Periode der Wärmeschwankung und mit der Sonnenfleckenperiode in Zusammenhang zu bringen, indessen scheinen hier noch weitere Nachweise notwendig zu sein, um so mehr, als man die Wahrnehmung gemacht hat, dass die Kurven der Blitzgefahr in den verschiedenen Gegenden einen ganz verschiedenen Verlauf haben, so dass entgegengesetzte Extreme manchmal zusammenfallen. Eine Vermehrung der Blitzgefahr wurde ebenfalls nachgewiesen von Gutwasser und Freyberg [1]) für das Königreich Sachsen, von Oberbeck für die Provinz Sachsen, von Holtz für mehrere deutsche Gegenden, hingegen fand Hellmann für den kleinen Distrikt Altona-Pinneberg-Segeberg eine Abnahme der Blitzgefahr.

[1]) Elektr Zeitschr. 1885. Sept.-Heft.

Digitized by Google

Ob der Mond irgendwelchen Einfluss auf die Gewitter hat, ist nach den jetzigen Untersuchungen noch durchaus zweifelhaft, jedenfalls aber ist derselbe äusserst gering. An der Unterelbe herrscht fast allgemein die Ansicht, dass die Gewitter mit der Flut sich entwickeln. Sollte sich durch eine gründliche Untersuchung eine solche Beziehung herausstellen, so wäre sie weniger direkt dem Monde, als dem Umstande zuzumessen, dass durch das Hochwasser umfangreiche Länderstrecken unter Wasser gesetzt werden, wodurch die Leitungsfähigkeit des Bodens erheblich vermehrt wird.

Blitzableiter.

Franklin's Gedanke, die zerstörenden Wirkungen des Blitzes an Gebäuden durch die Anbringung guter Leiter mehr oder weniger unschädlich zu machen, hat in der Praxis überall Verwirklichung gefunden. Im Laufe der Zeit sind nach und nach Regeln aufgefunden worden, welche bei Errichtung von Blitzableitern mit Vorteil befolgt werden.

Jeder Blitzableiter besteht aus drei Teilen, dem auffangenden, dem fortleitenden und dem ableitenden Teile. Der auffangende Teil ist eine hohe, in eine Spitze auslaufende Stange, welche über das Gebäude hinausragt. Die Spitze besteht am besten aus vergoldetem Kupfer oder aus Platin mit konischer oder dreikantiger Form und ist gut leitend mit der Auffangstange verbunden. Sie soll vor allem dazu dienen, die entgegengesetzte Elektrizität auszuströmen, um so eine Neutralisation herzustellen und eine etwa eintretende Entladung auf gefahrlosem Wege in die Erde zu führen. Die Befestigung der Stange auf dem Dache muss derart sein, dass kein Regenwasser in das Innere des Gebäudes eindringen kann, wodurch eine Abzweigung des Entladungsstromes stattfinden könnte.

Der ableitende Teil soll aus einer ganz zusammenhängenden Metallstange oder aus geflochtenem Metalldrahte bestehen, welcher fest und gut leitend mit der Auffangstange und dem in die Erde führenden Teile verbunden ist. Um die Verbindungsstellen befestigt man am besten eiserne Flanschen, die noch mit Blei umgossen werden. Die Stange wird gehalten durch Eisengabeln. Um das Abspringen zu verhüten, sollen alle scharfen Ecken und Kanten vermieden werden.

Eine besondere Aufmerksamkeit ist auf die Ableitung in die Erde zu legen und es muss darauf gesehen werden, dass diese Leitung in feuchter Erde ruht, wo man sie in mehrere Zweige auslaufen lässt.

Alle hervorstehenden Nebenteile des Gebäudes, höhere Kamine, Türmchen etc. erhalten eine Auffangstange und werden mit der Hauptleitung gut leitend verbunden. Auch Gas- und Wasserleitungen sollten mit dem Blitzableiter verbunden werden. Wo ein Blitzableiter nicht vorhanden ist, erscheint es vorteilhaft, die oberen Teile dieser Rohrleitungen über das Dach hinaus zu verlängern und oben mit einer Auffangstange zu versehen; diese Vorrichtung ersetzt den Blitzableiter mehr oder weniger vollständig.

Digitized by Google

Was das Material anbetrifft, woraus die Blitzableiter am besten angefertigt werden sollen, so ist dasjenige bei derselben Dicke am besten, welches die Elektrizität am besten fortleitet, indessen kommt hier auch der Kostenpunkt in Frage. Wendet man Kupfer an, so erscheint für gewöhnliche Zwecke ein Durchmesser von wenigstens 6 mm erforderlich; bei Anwendung von Eisen muss der Querschnitt etwa fünfmal grösser sein. Messing ist seiner inneren Veränderlichkeit wegen nicht zu empfehlen.

Die folgende Tabelle gibt nach Recknagel[1]) für massive Eisen- und Kupferdrähte den einer gegebenen Länge entsprechenden Durchmesser, wie sie zugleich der Theorie und den über zureichende und unzureichende Leitungen vorliegenden Erfahrungen entsprechen:

Länge des Leitungsdrahtes (m)	Durchmesser des erforderlichen Eisendrahtes (mm)	Kupferdrahtes (mm)	Gewicht der laufenden Meters Kupfer (g)	Eisen (g)
1	2,8	1,1	49	9
5	6,3	2,5	245	45
10	9,0	3,6	489	90
15	10,7	4,4	733	134
20	12,7	5,1	978	179
25	14,1	5,7	1223	224
30	15,5	6,2	1467	269
40	17,9	7,2	1956	359
50	20,1	8,0	2445	448
60	22,0	8,8	2935	538
70	23,7	9,5	3424	628
80	25,4	10,1	3913	717
90	26,8	10,8	4402	807
100	28,3	20,3	4891	897

Wie die Erfahrung gelehrt hat, schützt der Blitzableiter im allgemeinen einen Umkreis, welcher die vierfache Länge der Höhe der Auffangstange zum Durchmesser hat.

Zum Schutze der Telegrapheneinrichtungen und der Telegraphenbeamten dienen eigene Vorrichtungen, welche bewirken, dass jeder in der Leitung fortgehende Strom atmosphärischer Elektrizität und jeder in die Leitung induzierte Strom, welcher so kräftig ist, dass er den Apparaten oder den Beamten schaden könnte, sich selbst den Weg nach den Apparaten abbricht, oder sie verwerten die Eigenschaft der atmosphärischen Elektrizität, durch kleine isolierende Zwischenräume auf andere mit der Erde verbundene Leiter leicht überzuspringen, während die galvanische Elektrizität wegen ihrer geringen Spannung eher einen ununterbrochenen Stromkreis von vielen Meilen durchläuft, als dass sie eine in der Leitung befindliche noch so kleine Unterbrechung überspringt.

Entstehung der Gewitter und begleitende Erscheinungen.

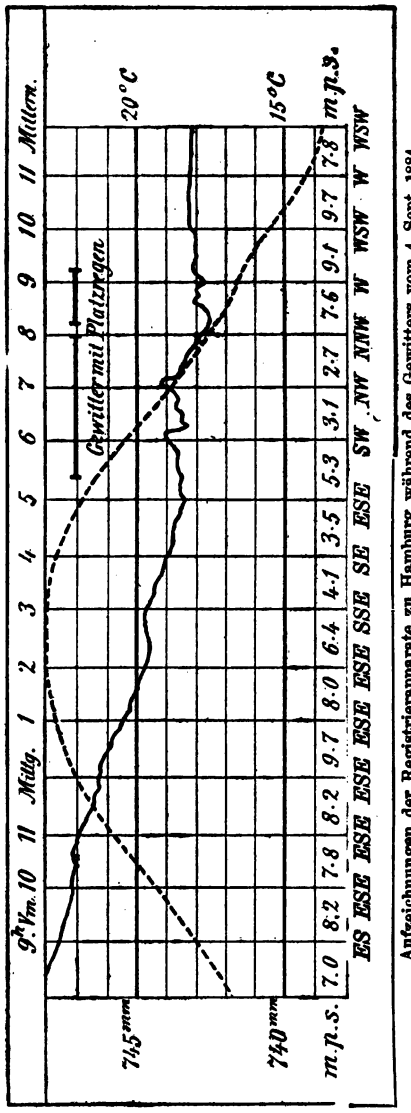
Alle bisherigen Erfahrungen sprechen dafür, dass die Entstehung der Gewitter durch hohe Temperatur und hohen Dampfgehalt der

[1]) Recknagel: Kompendium der Experimental-Physik. Tascher, Kaiserslautern 1888. S. 462.

Digitized by Google

Luft begünstigt wird. Ist über einem Gebiete der Luftdruck gleichmässig verteilt und also die Luft ruhig, so erheben sich über dem erhitzten Boden die Isothermenflächen, wodurch ein Abfliessen der Luft in der Höhe, und daher eine barometrische Depression erzeugt wird. Diese existiert entweder selbständig weiter und bildet sich weiter aus, oder gesellt sich zu einer anderen schon vorher bestehenden Depression als sekundäres Gebilde, mit dieser weiter, gewöhnlich ostwärts, fortwandernd. Mit der Entwickelung der Depression ist auch eine stärkere Luftbewegung gegeben, die sich nicht selten zu sturmartigen Böen steigert. Infolge der Niederschläge, die in der Höhe als Schnee, in den tieferen Schichten als Regen fallen, wozu sich zuweilen die Wirkung kälterer Winde gesellt, fällt auf der Rückseite der fortschreitenden Depression erheblich die Temperatur, am meisten, wie Ferrari[1]) für Italien und die Alpen nachgewiesen hat, in der Höhe von ungefähr 500 m. Unter diesen Umständen scheinen die meisten Gewitter zu entstehen und sich zu entwickeln.

Fig. 66.



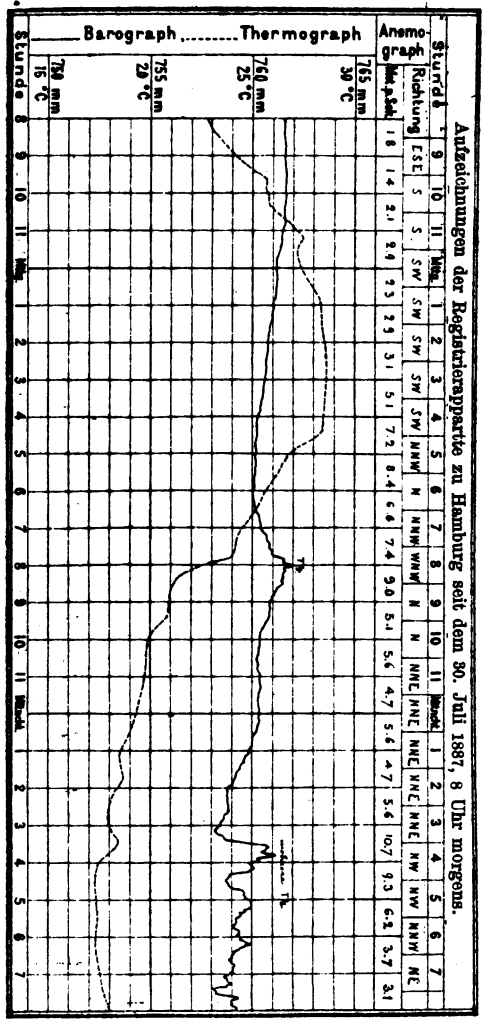
Der Gang der meteorologischen Instrumente während eines Tagesgewitters ist in Fig. 74 durch ein Diagramm nach Ferrari veranschaulicht, in welchem die Pfeile den Anfang und das Ende des Gewitters, die Vertikalen die Stunden angeben, während T die Temperatur, B den Luftdruck, RF die relative Feuchtigkeit und WG die Windgeschwindigkeit bedeuten. Der Gang des Gewitters ist also folgender: „Vor dem Gewitter nehmen Luftdruck und relative Feuchtigkeit ab, die Temperatur

[1]) Studi sui temperali del 1882 e 1883. Annali dell' Ufficio centrale di meteorologica. Vol. VIII, Parte I. Siehe auch Met. Zeitschr. 1888. S. 1 und 62 und 1888, S. 353.

Digitized by Google

zu, so dass beim Beginne desselben die beiden ersteren ein Minimum, die letztere dagegen ein Maximum aufweisen. Mit diesem Momente steigen Luftdruck und relative Feuchtigkeit sehr rasch und die Temperatur sinkt in gleichem Masse, so dass mit dem Ende des Gewitters die ersten zwei Elemente ein Maximum, das dritte gleichzeitig ein Minimum zeigen. Die Stärke des Windes, vor dem Gewitter nur sehr schwach, frischt, wann dies beginnt, sehr rasch auf, weist gegen dessen Ende ein Maximum auf, um nachher schnell abzuflauen."

Fig. 67.



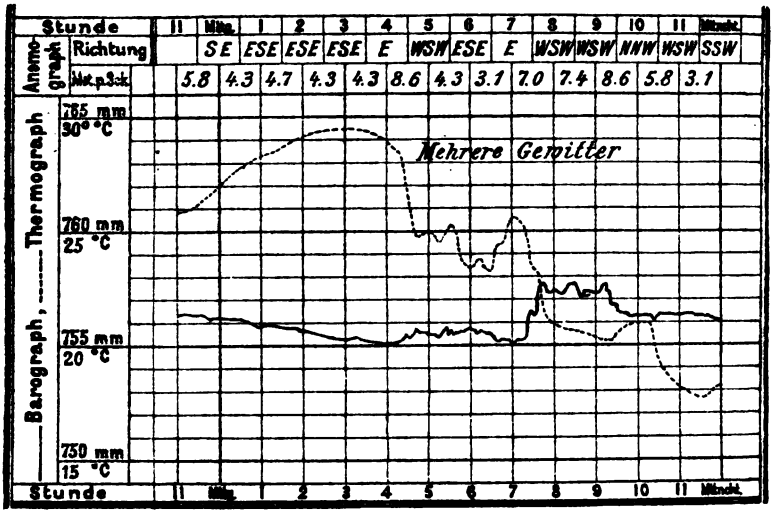
Die Figuren 66, 67 u. 68 veranschaulichen den Gang der Registrierapparate zu Hamburg, Figur 69 zu Magdeburg, Figur 70 a die Barogramme auf einem grösseren Gebiete bei Gewittern. Die ausgezogene Kurve bedeutet das Barometer, die punktierte das Thermometer.

Aehnlich sind die Aenderungen der meteorologischen Elemente bei den Nachtgewittern im Sommer, nur nicht so ausgesprochen wie bei den Tagesgewittern. Die Entstehungsart dieser Nachtgewitter ist noch nicht mit genügender Sicherheit erklärt worden, jedenfalls aber sind auch hier Temperaturunterschiede, wie sie ja leicht durch die ungleiche Bewölkung und die dadurch bedingte ungleiche Ausstrahlung hervorgebracht werden, die nächste Veranlassung dazu. Bemerkenswert sind diejenigen Gewitter, welche sich in der kälteren Jahreszeit an den Küsten des nordwestlichen Europa entladen. Sie entstehen hauptsächlich bei stürmischer Witterung, wenn kalte Luftströme in ein warmes, feuchtes Gebiet einfallen und so zu rascher Kondensation Veranlassung geben. Für das nordwestdeutsche Küstengebiet sind solche Gewitter nicht selten, wenn nach Vor-

Digitized by Google

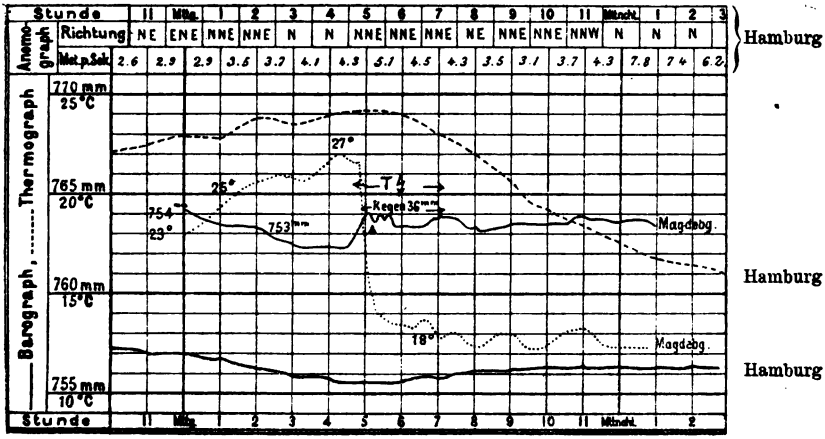
übergang intensiver Cyklonen und Ausschiessen der stürmischen Winde nach Nordwest daselbst eine plötzliche Abkühlung eintritt.

Fig. 68.



Aufzeichnungen der Registrierapparate zu Hamburg während des Gewitters am 19. Mai 1888.

Fig. 69.



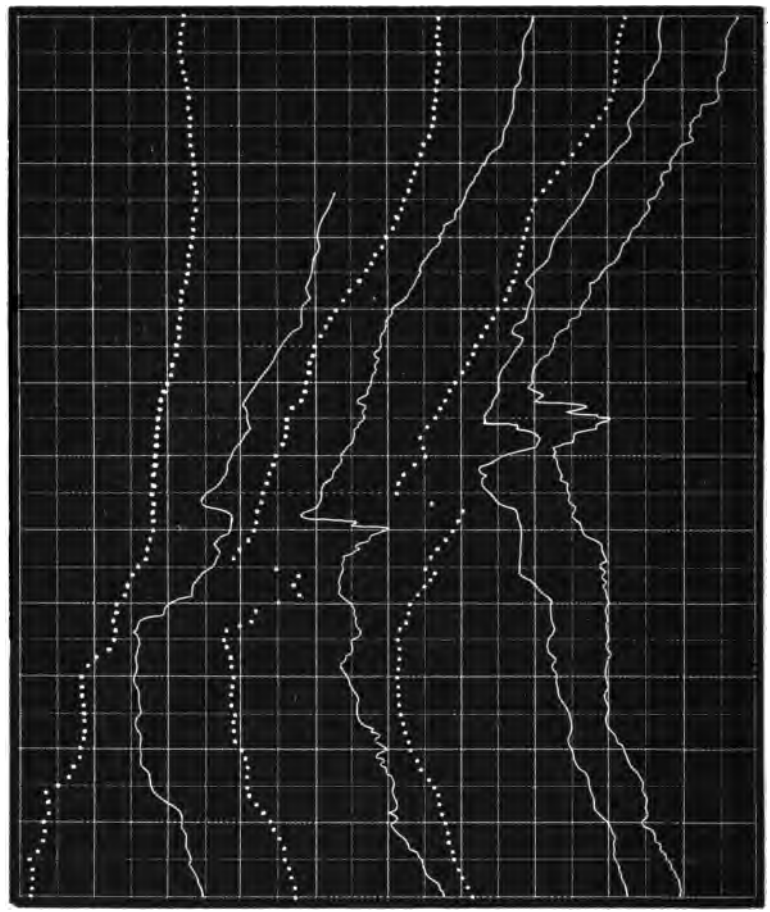
Aufzeichnungen der Registrierapparate zu Hamburg und Magdeburg am 15. Juni 1889. (Hamburg, von derselben Depression beeinflusst, hatte kein Gewitter.)

Ausbreitung und Form der Gewitter.

Hat sich an irgend einem Orte ein Gewitter ausgebildet, so breitet sich dasselbe gewöhnlich nach einer Richtung hin aus und

Digitized by Google

nimmt die Form eines langgestreckten Streifens an, welcher sich im allgemeinen parallel mit sich selbst verschiebt. Nach den Untersuchungen von Ferrari, welche im grossen Ganzen auch für unsere Gegenden gelten, breitet sich das Gewitter aus wie ein Band, welches



Barogramme während der Gewitter vom 16.—17. Juli 1884.

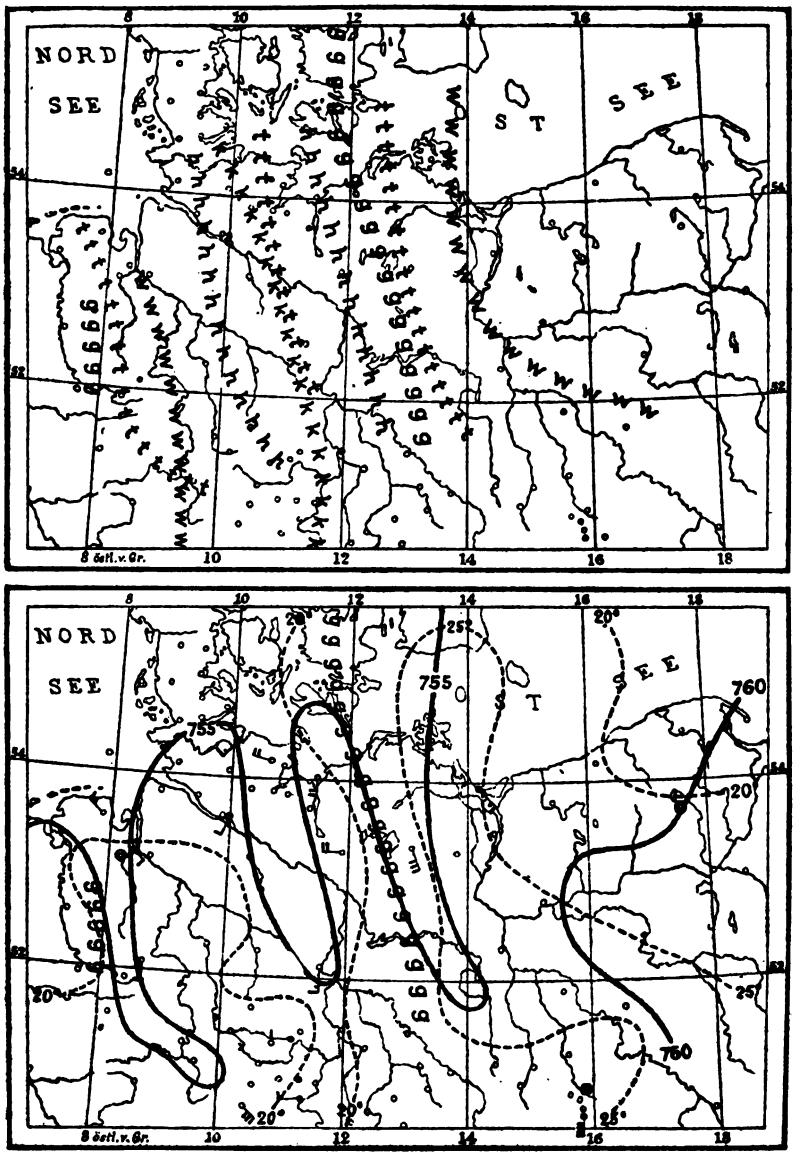
Fig. 70a.

geradlinig, öfters zackig und in kürzeren Zeitabschnitten parallel zu sich selbst, sich fortbewegt. „Hinsichtlich der Fortschreitungsart glaube ich nicht, dass es als ein bestimmtes Phänomen zu betrachten ist, welches sich von Ort zu Ort bewegt, wie ein festes, sich verschiebendes System, unabhängig von den vorher bestehenden

Digitized by Google

meteorologischen Bedingungen, sondern als ein fortschreitend nacheinander folgender Umformungsprozess, der teils durch die vorher

Fig. 70 b.



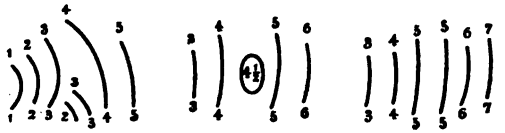
Gewitter am 16. Juli 1884 9h p. m.

bestehenden örtlichen Bedingungen geschaffen ist, ähnlich einer Welle, um ein wohlbekanntes Beispiel zu gebrauchen. Angenommen, dass

Digitized by Google

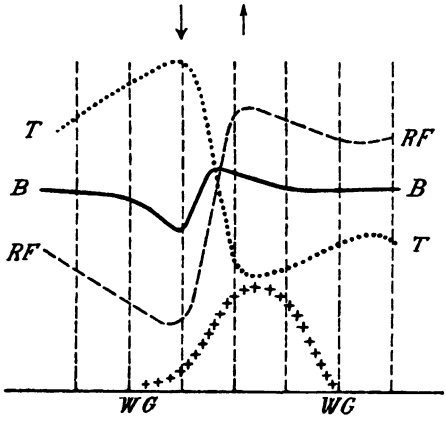
sich die Sache wirklich so verhalte, so müssen immerhin noch zwei Fälle unterschieden werden. Der erste wäre der, dass die Welle, in einem bestimmten Zentrum entstanden, sich kontinuierlich und regelmässig fortbewegt, gleich einem augenscheinlich starren, sich ver-

Fig. 71. Fig. 72. Fig. 73.



schiebenden System; der zweite, wenn in der fortschreitenden Welle sich neue Ursprungszentren ausbilden. Die Figuren 71, 72 und 73 veranschaulichen drei solche Fälle. (Die Zahlen geben die Zeit der Entstehung des Gewitters in Stunden an). In der Fig. 71 bildet sich das neue Zentrum am Rand des schon fortschreitenden Gewitterganges; in der Fig. 72 inmitten des Gewitters; in Fig. 73

Fig. 74.



endlich endet ein Gewitter und es beginnt gleichzeitig ein neues, so dass es die Fortsetzung des ersteren zu sein scheint."

Nicht selten folgen sich zwei oder mehrere Gewitterzüge oft in ganz kurzer Zwischenzeit wellenförmig hintereinander; in diesen Fällen lässt sich indessen ein Gewitter unterscheiden, welches sich ganz besonders aus den übrigen heraushebt. Dieses Hauptgewitter bildet in der Regel den Anfang oder den Schluss der betreffenden Gewitterperiode. Die Form des Gewittergebietes ist gewöhnlich die eines mehr oder weniger rechteckigen Streifens, dessen Länge die Breite mehr oder weniger erheblich übertrifft. Eine andere häufige Form ist diejenige des Kreisausschnittes, dessen Achse gewöhnlich nicht die Gewitterachse, d. h. die Richtung der Fortpflanzung, ist.

Digitized by Google

Figur 70a veranschaulicht die Luftdruckschwankungen während der Gewitter vom 16. und 17. Juli 1884 für ein grösseres Gebiet; die Kärtchen der Figur 70b, welche das Gebiet umfassen, auf welches sich die Barogramme der Figur 70a beziehen, enthalten für 9 Uhr abends des 16. Juli neben den Isobaren und Isothermen Linien, welche die Kämme und Thalwege der Druck- und Wärmewellen, sowie den Vorderrand der Gewitter darstellen und mittelst charakteristischer Buchstabenreihen bezeichnet sind[1]). „Wir sehen zwei Wärmerücken (www) und dazwischen ein Kältethal (kkk), drei Niederdruckrinnen (ttt) und dazwischen drei Hochdruckkämme (hhh), endlich zwei Gewitterfronten (ggg). Die an den Barogrammen so scharf hervortretende ‚Gewitternase' entspricht dem ersten Hochdruckkamm, die sie einfassenden Minima entsprechen der ersten und zweiten Niederdruckrinne, deren erste mit dem ersten Wärmerücken, deren zweite aber merkwürdigerweise mit dem ersten Kältethal nahe zusammenfällt. Das Gewitter, welches etwa eine Stunde dauerte, umfasste den ganzen Raum zwischen den beiden Rinnen (ttt). Der zweite Wärmerücken und die dritte Niederdruckrinne, welche beide mit der Vorderfront des einen von West anrückenden Gewitters zusammenhängen, sind in den Aufzeichnungen der Registrierapparate der hier angeführten Stationen nur undeutlich zu erkennen, vermutlich weil diese Gewitter wegen der vorgerückten Abendstunde erstarben, ehe sie die Elbe erreichten. Sie endigten zwischen 10 und 11^h p. m., 40—60 km östlich von dem Punkte, auf dem wir sie um 9^h p. m. auf dem obigen Kärtchen sehen."

Nach Börnstein ziehen Gebirge das Gewitter in der Weise an, dass sie sein Herannahen beschleunigen, sein Abziehen verlangsamen. Die Flüsse erweisen sich geradezu als Hindernisse. Viele Gewitter werden ganz oder auf einem Teil ihrer Front zum Aufhören gebracht, sobald sie das Ufer eines grossen Flusses erreichen. Wenn aber dennoch der Fluss überschritten wird, so kommt es zuweilen vor, dass nach vorangegangener Annäherung an das eine Ufer zuletzt das Gewitter auf beiden Ufern gleichzeitig ausbricht.

Zuweilen, wenn die Gewitterfront auf ein Hindernis (Gebirge oder Fluss) stösst, schreitet der nicht behinderte Teil der Front an dem Hindernisse vorüber und dehnt dann seine Front seitwärts aus, so dass es dann aussieht, als wenn das Hindernis gar nicht dagewesen wäre.

Diese Erscheinungen dürften ihre Erklärung finden durch das Verhalten und die Ortsveränderung des aufsteigenden Luftstromes, welcher als schmaler Streifen mit der Gewitterfront zusammenfällt und mit dieser senkrecht zu seiner Längsrichtung fortschreitet.

---

[1]) Siehe Köppen's Referat über Börnstein's Abhandlung im Archiv der Seewarte VIII, 1885, über die Gewitter vom 13.—17. Juli 1884 in Deutschland.

Digitized by Google

Fortpflanzung der Gewitter.

Die Fortpflanzungsrichtung der Gewitter stimmt im allgemeinen überein mit der Richtung des vorherrschenden Windes im Gewittergebiete und mit der Fortbewegung der die Gewitter begleitenden Depressionen. Die folgende Tabelle gibt die Verteilung der Gewitterhäufigkeit in Prozenten nach 8 Kompassstrichen:

Gebiet	Beob.-Jahre	Zahl d. Gew.	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Frankreich	1865—67	3239	0,9*	1,9	2,6	3,2	11,2	44,1	31,2	4,6
Oberitalien	1880—81	201	8,7	1,1	1,2	0,3*	2,0	13,3	56,5	16,9
Mittel- und Unteritalien			16,1	0,8	0,6	—	—	5,4	55,0	22,1
Bayern	1881—85	751	5,5	2,9	2,7*	4,3	6,5	30,0	35,5	12,7
Prag	1840—65	442	4,3	3,9*	3,9*	8,8	11,1	17,4	38,2	12,4
Wien	1853—84	444	11,1	9,5	7,5*	8,1	9,0	14,2	22,8	16,8
Budapest	1861—70	195	19,1	8,7	8,2*	16,2	12,3	7,2*	16,2	12,3
Reichstelegraphengebiet	1882—85	10488	3,4*	4,8	5,3	8,4	11,8	33,5	22,2	10,5
Telegraphengeb. Kasan	1880—82	4036	8,1	6,7*	7,8	8,1	13,5	20,1	21,0	15,7
Götaland	1871—75	3544	3,9*	6,6	9,7	10,4	17,4	25,7	20,4	5,9
Svealand		2789	6,6	6,4*	8,8	11,3	19,1	20,9	18,1	8,5
Norrland		1549	6,8*	8,0	10,8	15,3	22,1	15,4	13,6	8,0

Man ersieht aus der Tabelle, dass die Zugrichtung in Oberitalien eine fast rein westliche ist, im übrigen Italien nimmt die nördliche Komponente zu. In Frankreich und Schweden ist die Zugrichtung vorwiegend südwestlich, nach Osten hin wird sie immer mehr westlicher.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Gewitter ist abhängig von derjenigen der sie begleitenden Depressionen. Nach meinen Untersuchungen [1]) über die Geschwindigkeit der barometrischen Minima beträgt dieselbe für Westeuropa (Myriameter in 24 Stunden):

	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr
40—45° n. B.	66	58	54	70	64
45—50	88	64	57	70	66
50—55	68	63	62	74	67
55—60	60	70	60	63	62
60—65	77	63	53	71	65

Vergleichen wir diese Zahlen in Bezug auf die Sommermonate, in denen ja die Gewitter am häufigsten sind, so finden wir die geringste Geschwindigkeit der Minima in Italien, eine Zunahme in dem Alpengebiete, ein Maximum in dem Gebiete südlich von der Nord- und Ostsee, worauf dann wieder eine Abnahme nach Norden hin erfolgt. Andererseits beträgt die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Gewitter in Italien (1880/81) 34,1 km in der Stunde, in Süddeutschland (1882/86) 41,1 km, in Frankreich 41,3 km und in Norwegen 38 km. Diese Thatbestände machen es wahrscheinlich, dass die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der Gewitter und die der barometrischen Depressionen in einem engen Zusammenhange stehen. Im Jahrgange 1886 der

[1]) Siehe Monatl. Uebers. der Witterung. Jahrg. 1881. Einleitung.

Digitized by Google

Meteorologischen Beobachtungen in Bayern bemerkt Lang, dass der Gedanke sehr nahe liege, „dass die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Gewitter in Beziehung steht zur Entfernung von der nächstliegenden Depressionsstrasse und zu der Lage des bezüglichen Gebietes von ihr, d. h. ob nördlich oder südlich einer solchen". Aus den zweijährigen Gewitterbeobachtungen in Steiermark, Kärnten und Oberkrain (1886/87) ergibt sich eine mittlere Geschwindigkeit der Gewitter von nur 29,8 km, aber hier beträgt die Geschwindigkeit der Minima im Sommer auch nur 23 km in der Stunde.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Gewitter nach den 8 Hauptzugrichtungen wird durch die folgende Tabelle dargestellt, wobei die eingeklammerten Zahlen die Anzahl der in Betracht gezogenen Gewitter bedeuten:

Gebiet	Beob.-Jahre	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Frankreich	1865—77	34 (4)	31 (47)	28 (62)	26 (80)	31 (257)	50 (913)	39 (755)	32 (111)
Süddeutschland . . .	1882—87	28	31	36	31	37	42	43	38
Oberitalien	1880—83	30 (60)	28 (18)	25 (17)	—	28 (6)	37 (61)	36 (384)	37 (165)
Mittel- u. Süditalien .	1880—83	45 (5)	—	—	—	—	43 (2)	37 (39)	40 (63)
Steiermark etc. . . .	1886—87	25 (12)	25 (17)	23 (15)	24 (26)	28 (4)	35 (52)	33 (62)	28 (62)

Hiernach haben (in Uebereinstimmung mit dem Verhalten der Depressionen) die Gewitter aus SW die grösste Geschwindigkeit, dagegen diejenigen aus östlicher Richtung die geringste.

Tägliche und jährliche Periode der Gewitter.

Die Gewitter haben eine ausgesprochene tägliche und jährliche Periode. Die tägliche Periode ist durch folgende Tabellen dargestellt:

Stunde	Norrland (10 J.)	Svealand (10 J.)	Götaland (10 J.)	Norw. Binnenland (10 J.)	Norw. Küste (10 J.)
	1871—1880				
1h a. m.	28	48	105	20	63
2	14	39	94	13*	54
3	23	41	89*	15	58
4	14*	54	97	20	57
5	11	42	98	15	47*
6	30	30*	110	25	86
7	26	30	133	33	95
8	15	46	132	30	92
9	21	72	114	70	79
10	34	73	136	73	106
11	72	110	236	101	100
Mittag	125	222	422	152	101
1h p. m.	108	362	479	220	103
2	205	454	540	350	150
3	250	599	667	400	175
4	268	747	694	401	197
5	247	747	663	365	205
6	249	568	543	330	172
7	180	406	358	223	159
8	115	254	319	160	156
9	96	165	278	117	144
10	87	133	237	59	105
11	56	111	178	45	101
Mittern.	37	65	132	25	68

Digitized by Google

Stunde	Mittl. Deutschland (4 J.)	Glatz (9 J.)		Göttingen (24 J.)	Reichstelegraphengebiet (4 J.)		München (18 J.)	Bayern (6 J.)	
		April bis Sept.	Okt. bis März		April bis Sept.	Okt. bis März		April bis Sept.	Okt. bis März
0—1h a. m.	70	52	11	2			2	323	22
1—2	239	80	6	8	86	4	1	310	20
2—3	147	58	19	7			4	351	14
3—4	164	31	10	4			2	282	15
4—5	154	29	—	4	82	3	3	269	7
5—6	174	18*	—	4			—	245	2
6—7	172	22	—	1*			2	204	1*
7—8	145	18*	—	4	358	5	2	218	4
8—9	100	26	6	6			—	214*	8
9—10	164	35	2	2			4	251	20
10—11	365	130	9	9	760	19	7	557	29
11—12	463	222	—	17			20	995	26
0—1h p. m.	622	311	23	28	555	17	16	1572	23
1—2	782	444	47	53	800	20	22	2244	47
2—3	1014	470	98	50	1170	7	54	2999	98
3—4	1184	479	87	69	1358	27	37	3148	87
4—5	1160	564	68	70	1374	20	42	3165	68
5—6	933	528	68	56	1315	22	44	2591	68
6—7	788	451	58	47	1019	18	13	2075	58
7—8	617	340	31	41	749	6	27	1813	51
8—9	492	315	21	20	450	7	9	1458	21
9—10	319	258	23	10			10	885	13
10—11	208	177	25	15	357	25	4	650	15
11—12	193	111	32	9			11	426	32

Stunde	Württemberg (4 J.)	Wien (32 Jahre)					Steiermark (3 J.)	Südrussland (2 J.)
		N u. NE	E u. SE	S u. SW	W u. NW	Summe		
0—1h a. m.	58	2,0	—	2,0	5,0	9	63	4
1—2	49	1,0	—	0,5	4,5	6	65	4
2—3	50	1,0	—	—	3,0	4	46	1
3—4	40	1,0	—	—	1,0	2	36	2
4—5	45	—	—	1	—	1	26*	1
5—6	41	—	—	0	—	0	27	4
6—7	35	—	1,0	0,5	2,5	4	28	8
7—8	29	—	1,0	—	1,0	2	34	9
8—9	31	—	0,0	—	1,0	1	45	12
9—10	51	—	1,0	1,0	1,0	3	55	16
10—11	76	1,0	0,0	0,0	1,0	2	70	40
11—12	123	0,5	1,0	1,5	5,0	8	121	54
0—1h p. m.	156	7,0	5,0	3,0	8,0	23	188	75
1—2	211	11,5	11,0	14,0	22,5	59	280	75
2—3	280	12,5	13,5	12,5	28,5	67	354	72
3—4	276	9,0	9,5	12,0	36,5	67	390	76
4—5	234	11,5	8,5	13,0	14,0	47	378	78
5—6	217	15,5	9,0	13,0	22,5	60	328	45
6—7	175	9,5	5,0	7,0	14,5	36	267	32
7—8	198	0,0	2,0	5,5	12,5	20	226	29
8—9	189	3,0	1,0	8,0	4,0	16	199	28
9—10	132	—	2,0	1,0	3,0	6	143	9
10—11	73	—	—	2,5	1,5	4	31	13
11—12	61	—	—	—	1,0	1	62	4

Man ersieht aus diesen Tabellen, dass ein Hauptmaximum der Gewitterhäufigkeit überall auf die Nachmittagsstunden von 3—6 Uhr fällt; ausserdem existiert noch ein zweites Maximum zur Nachtzeit, auf welches v. Bezold zuerst besonders aufmerksam machte. In

Digitized by Google

Bezug auf die Wintergewitter bemerkt Hellmann[1]), „dass die Wintergewitter (oder Gewitter der kalten Jahreszeit von Oktober bis März) in Mittel- und Nordeuropa stets in Begleitung von Wirbelstürmen und mit Vorliebe bei Nacht auftreten; dass sie zwar oft grosse Länderstrecken rasch durchziehen, aber doch vereinzelter, in mehr unterbrochener Aufeinanderfolge und auf räumlich beschränkterem Gebiete, als die meisten Gewitter der wärmeren Jahreszeit sich zeigen; dass sie zwar von kurzer Dauer, aber zumeist von einigen wenigen Blitz- und Donnerschlägen, welch erstere wegen der geringeren Höhe der sie entsendenden Wolkengebilde häufiger als im Sommer zünden, begleitet sind".

Nach den Untersuchungen von Mohn und Hildebrandsson[2]) finden die Wintergewitter an der norwegischen Küste entschieden häufiger in der Nacht als am Tage statt; in den Monaten von September bis Dezember fällt hier ein entschiedenes Maximum auf 9 Uhr abends. Ebenso fällt an der Westküste ein Maximum der Häufigkeit auf die späte Abendstunde.

Die Häufigkeit der Gewitter ist aus folgender Tabelle zu ersehen:

Gebiet	Beob.-Jahre	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr
Norrland	1871—80	0	0	0	1	1	14	66	97	53	8	2	0	6,3
Svealand	„	0	1	0	0	1	46	146	140	141	52	8	0	8,4
Götaland	„	1	1	0	1	18	60	161	205	137	86	15	4	9,3
Norweg., SW-Küste	„	4	9	2	2	2	4	17	33	28	16	16	8	7,0
„ Inneres	„	1	2	1	0	0	0	3	10	4	2	2	1	3,0
Trondhjem, Küste	„	4	6	1	0	0	0	3	8	3	3	4	3	3,1
„ Inneres	„	1	1	0	0	0	1	8	17	8	2	1	1	5,1
Nordland, Küste	„	2	3	2	1	0	0	1	5	6	1	2	2	2,0
„ Inneres	„	0	0	0	0	0	0	0	3	2	0	0	0	1,9
Finnmarken, Küste	„	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0,5
„ Inneres	„	0	0	0	0	0	0	1	5	2	0	0	0	2,7
London	1807—22	0,1	0,0	0,2	0,4	0,4	1,8	1,4	2,0	1,3	0,4	0,1	0,2	8,3
Ostende	1854—79	0,3	0,2	0,1	0,4	0,9	1,9	2,4	3,1	3,0	1,5	1,1	0,6	13,4
Brüssel	58 J.	0,1	0,2	0,2	0,7	1,0	2,6	3,3	3,6	3,5	1,5	0,5	0,1	17,5
Paris	51 J.	0,1	0,1	0,1	0,3	0,8	2,6	3,0	2,6	2,1	1,2	0,6	0,1	13,6
Keitum	1876—85	0,2	0,3	0,1	0,1	0,3	2,6	4,3	4,8	4,6	2,2	2,3	1,2	23,0
Hamburg	„	0,3	0,2	0,0	0,4	0,7	3,3	3,5	6,0	3,4	2,0	0,5	0,3	20,6
Swinemünde	„	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	2,5	4,5	6,0	4,6	1,2	0,3	0,2	21,1
Memel	„	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	1,6	2,4	3,7	2,3	1,1	1,1	0,0	12,5
Hannover	1856—85	0,1	0,1	0,2	0,2	1,2	3,6	3,7	4,6	3,8	1,2	0,3	0,1	19,1
Löningen	1857—84	0,1	0,1	0,2	0,3	0,9	2,4	3,4	4,2	2,7	1,6	0,5	0,2	16,6
Göttingen														
Trier	1783—1858	0,1	0,0	0,1	0,4	0,2	2,8	3,3	3,3	3,5	1,3	0,4	0,1	15,5
Grafschaft Glatz														
Schneekoppe	1880—85	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	2,4	2,8	7,7	3,2	1,5	0,2	0,0	18,1
Eichberg	1859—85	0,0	0,1	0,1	0,5	1,3	3,6	5,5	5,8	3,6	1,3	0,2	0,2	22,2
Breslau	1850—85	0,1	0,1	0,2	0,1	0,9	2,3	3,8	3,8	2,5	0,9	0,2	0,0	14,6
Stuttgart	1792—1854	0,0	0,1	0,1	0,1	1,0	3,3	3,9	3,3	3,0	2,8	0,1	0,1	18,7
Württemberg (19 St.)	1866—75	0,1	0,1	0,2	0,3	1,4	3,6	4,2	6,6	3,2	1,1	0,5	0,1	21,3
München	1842—59	0,0	0,0	0,0	0,6	1,8	4,2	5,6	5,1	5,0	1,8	4,0	0,1	28,2
Regensburg	1782—92	0,1	0,1	0,1	0,2	1,4	3,6	4,5	4,7	4,4	1,4	0,2	0,0	22,8
Prag	1800—50	0,2	0,1	0,2	0,1	1,3	4,1	4,8	5,2	3,7	1,2	0,3	0,1	21,3
Wien	1793—1850	0,1	0,2	0,1	0,1	1,1	3,6	4,1	4,3	4,0	1,4	0,2	0,1	19,3
Brünn	1848—83	0,0	0,0	0,1	0,1	0,6	2,8	4,4	3,6	2,9	0,9	0,3	0,0	15,8
Zürich	90 J.	0,0	0,0	0,1	0,2	1,5	2,8	4,5	4,0	4,5	1,3	2,3	1,1	22,4

(Relativzahlen)

[1]) Met. Zeitschr. 1885. S. 436.
[2]) Les orages dans la péninsule Scandinave. Upsal 1888.

Digitized by Google

Gebiet	Beob.-Jahre	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr
Mailand	1801—50	0,5	0,0	0,0	0,4	0,7	3,7	5,8	5,0	4,9	2,3	1,0	0,2	24,6
Rom	—	—	(Okt. bis März		18,2)	7,4	7,2	**19,1**	17,2	16,5	14,6	—	—	—
Italien* %														
N-Russland* %	—	—	(	"	"	2,1)	0,7	7,5	27,6	**32,2**	24,4	5,5	—	—	—
Baltische Provinzen "	—	—	(	"	"	1,5)	1,2	8,2	24,7	**29,9**	24,1	10,4	—	—	—
W-Russland "	—	—	(	"	"	2,2)	5,6	15,1	23,3	**26,9**	19,3	7,6	—	—	—
S-Russland "	—	—	(	"	"	5,3)	3,3	14,2	**27,3**	26,4	15,2	8,3	—	—	—
Zentral-Russland "	—	—	(	"	"	9,8)	3,8	16,5	**26,7**	20,6	17,5	5,0	—	—	—
Kaukasus "	—	—	(	"	"	7,8)	6,5	14,6	**25,7**	17,7	16,0	11,7	—	—	—
Ural "	—	—	(	"	"	—)	2,7	12,5	28,9	**35,6**	16,9	3,8	—	—	—
W-Sibirien "	—	—	"	"	"	0,2)	0,8	11,5	28,0	**36,4**	20,1	3,0	—	—	—
E-Sibirien "	—	—	(	"	"	2,7)	0,3	4,6	27,2	**34,4**	21,1	9,7	—	—	—

Ueberall fällt das Maximum der Gewitterhäufigkeit in den Sommer und zwar in den Monat Juni oder Juli. Nur an den atlantischen Küsten des nordwestlichen Europa nehmen die Wintergewitter zu, auf Island und im nordwestlichen Schottland sind sie sogar häufiger als die Sommergewitter. Wintergewitter im Innern der Kontinente sind äusserst seltene Erscheinungen.

Die auf die beiden Monate Juni und Juli fast gleich verteilten Häufigkeitszahlen, wobei an den einzelnen Stationen das Maximum bald auf den einen, bald auf den anderen Monat fällt, lässt erwarten, dass der Verlauf der Jahreskurve kein ganz einfacher ist. In der That hat v. Bezold[1]) zuerst für Mitteleuropa ein doppeltes Maximum der Gewitterhäufigkeit nachgewiesen. Die Tabelle auf S. 258 gibt nach Meyer[2]) die jährliche Periode der Gewitter nach Dekaden. Die Zahlenwerte sind alle, wenn nichts anderes bemerkt ist, aus den Jahren 1876—85 genommen.

Mit Ausnahme von Breslau ist das doppelte Maximum im Sommer vorhanden. Dabei treten die extremen Werte allgemein im Westen später ein, als im Osten. Das erste Maximum fällt im Westen auf den Anfang Juli, bei den zuletzt aufgeführten Stationen bereits auf Ende Juni. Das zweite Sommermaximum fällt im Westen auf Ende August, in Triest, Petersburg und Moskau auf Anfang August und im Uralgebiete auf die zweite Hälfte des Juli.

Dass auch eine jährliche Periode der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Gewitter wenigstens für unsere Gegenden vorhanden ist, geht aus folgender Zusammenstellung für Süddeutschland aus den Jahren 1882—1887 hervor, in welcher die mittlere Fortpflanzungsgeschwindigkeit für die einzelnen Monate angegeben ist:

Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.
49,0	**68,6***	—	46,0	36,6*	37,8	39,6	39,1	44,0	41,8	44,8	**64,0**

In der kälteren Jahreszeit ist also die Fortpflanzungsgeschwindigkeit erheblich grösser, als in der wärmeren, eine Thatsache, die höchst wahrscheinlich mit der jährlichen Periode der Windstärke und

---

[1]) Ueber das doppelte Maximum in der Häufigkeit der Gewitter während der Sommermonate. Sitzungsber. d. k. b. Akad. d. Wiss. zu München. 1875. Heft II.

[2]) Met. Zeitschr. 1888. S. 86.

Digitized by Google

	Göttingen 1857—80	Aachen-Crefeld	Breslau	Eger	Barzdorf	Budapest 1861—70	Kremsmünster	Salzburg	Triest	Petersburg	Moskau	Lugan	Katharinenburg	Bogoslowsk
Januar . . .	1	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Februar . .	—	1	2	—	—	—	—	—	2	—	1	—	—	—
März 1—11	2	2	—	—	—	3	5	2	1	—	—	—	—	—
12—21	1	2	—	1	1	—	1	2	—	—	—	—	—	—
22—31	8	2	—	—	2	2	—	1	1	—	—	3	—	—
April 1—10	10	—	3	4	1	3	1	1	2					
11—20	8	—	3	3	7	1	1	2	2	—	—	—	—	—
21—30	11	7	2	5	9	11	8	6	2	1	5	1	1	1
Mai 1—10	10	10	9	11	12	11	10	8	7	2	3	6	2	—
11—20	31	12	8	4	13	24	11	6	5	3	11	7	13	8
21—30	40	8	13	13	15	21	7	8	6	4	8	13	13	8
Juni 31—9	43	10	10	15	20	21	20	12	19	11	13	23	6	5
10—19	44	9	11	16	15	19	15	16	19	10	18	22	14	8
20—29	46	13	12	20	18	13	19	17	22	12	22	25	19	13
Juli 30—9	50	20	19	24	22	23	28	23	19	14	17	36	27	12
10—19	47	17	20	23	23	22	26	15	13	15	22	26	23	16
20—29	42	13	14	13	20	20	19	13	20	12	16	17	24	29
Aug. 30—8	36	9	12	11	15	21	13	15	21	19	18	17	28	27
9—18	48	14	9	11	14	24	18	11	19	10	9	10	21	18
19—28	26	9	4	12	8	22	19	18	15	8	7	11	17	12
Sept. 29—7	21	9	3	10	6	10	13	11	14	8	5	7	8	10
8—17	18	2	1	3	4	8	6	2	18	3	2	4	3	3
18—27	4	2	2	2	7	8	7	6	15	—	1	5	3	3
Okt. 28—7	8	3	1	3	3	7	—	1	9	—	2	4	—	1
8—17	4	4	2	—	2	4	1	2	3	—	—	1	—	—
18—27	—	1	—	—	—	2	—	—	2	—	—	—	—	—
28—31	—	1	—	—	—	1	—	1	1	—	—	—	—	—
November .	1	1	—	—	1	—	2	1	8	—	—	1	—	—
Dezember .	3	1	—	—	1	—	—	2	4	—	—	1	—	—

der davon abhängigen Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Depressionen zusammenhängt.

Ueber die geographsiche Verteilung der Gewitter gibt die nachstehende Tabelle nach Fritz Aufschluss, in welcher I. die Anzahl der Gewittertage im Jahre, II. die Anzahl der in Rechnung gezogenen Stationen und III. die Längen der Beobachtungsreihen angibt; neu eingefügte Werte sind durch ein * neben der Station gekennzeichnet.

	I.	II.	III.
Frankreich, S	16	3	6—76
„ N	17	7	8—9
Schweiz, nördlich vom Hochgebirge	19	15	6—52
Schweiz, Hochgebirge	7	15	2—25
Holland	18	4	7—29
Belgien	21	7	4—31
Italien	38	4	11—50
Griechenland	31	2	5—10
Ungarn	22	3	11—14
Oesterreich, südlich der Donau	23	13	4—91
„ nördlich der Donau	24	5	4—51
Baden	22	4	17—32
Württemberg*	21	19	10

Digitized by Google

	I.	II.	III.
Bayern, südlich der Donau	21	10	7—57
„ nördlich der Donau	20	7	4—25
Rheinland, Hessen, Westfalen	19	16	5—75
Sachsen	17	18	3—29
Preussisch-Schlesien	21	3	11—12
Hannover	15	2	13—20
Schleswig-Holstein, Mecklenburg	18	4	10—38
Provinz Sachsen und Brandenburg	17	3	8—120
W-Preussen	13	1	15
Deutsche Nordsee	22	4	10
Deutsche Ostsee	16	5	10
Grossbritannien	7	6	5—25
Norrland*	6	—	10
Svealand*	8	—	10
Götaland*	10	—	10
Norwegen, SE*	7	—	10
„ SW*	6	—	10
Romsdal, Trondhjem*	4	—	10
Nordland*	2	—	10
Finnmarken*	2	—	10
Finnland	2	—	?—12
Kurland, Esthland, Petersburg	11	5	4—102
Grossrussland, nördlich von 60° n. B.	10	2	?—15
„ südlich von 60° n. B.	23	3	5—9
W-Russland	16	1	11
Klein-Russland	9	1	13
S-Russland	16	3	4—11
Kasan	17	3	1—8
Perm (Ural	25	3	11
Georgien (Tiflis)	25	1	6
Altai	19	2	7—11
Borneo	54	1	9
Java	97	3	6—17
Aegypten	selten		
Vereinigte Staaten, nördlich von 40° n. B.	33	3	13—35
„ „ südlich von 40° n. B.	38	3	1—20
Westindien	36	3	(mehrere).

Diese Zusammenstellung lässt allerdings eine Zunahme der Gewitter mit abnehmender Breite im allgemeinen zwar erkennen, indessen ist diese Zunahme keineswegs eine regelmässige, indem sie abhängig ist von der Temperatur, von der Dampfmenge der Luft und von den Niederschlägen.

In den Tropen, wo zur Zeit, wenn der Passat aufgehört hat zu wehen, warme, feuchte Luftmassen in einer fast bewegungslosen Atmosphäre mit verhältnismässig grosser Intensität emporsteigen, kommen fast täglich heftige Gewitter zum Ausbruch. Selbst in den Kontinenten ist bei ruhiger Luft die Dampfmenge hinreichend, um in dem mächtig aufsteigenden Luftstrome Gewitter zu erzeugen. Wenn dagegen der Passat weht, so wird im allgemeinen die Entstehung eines aufsteigenden Luftstromes verhindert und lokale Gewitter können nicht zustande kommen. In der gemässigten Zone sind die Gewitter weniger häufig und beschränken sich fast ausschliesslich auf die wärmere Jahreszeit. Weiter nach Norden hin werden Gewitter noch seltener und kommen dann, wie bereits gesagt, am häufigsten in der kälteren Jahreszeit vor.

Digitized by Google

VIII. Optische Erscheinungen in der Atmosphäre.

Der Regenbogen.

Die Erscheinung des Regenbogens beruht auf der Brechung und Reflexion der Sonnenstrahlen im Innern der kugelförmigen Wassertropfen. Der Regenbogen erscheint bei niederfallendem Regen, wenn gleichzeitig die Sonne scheint. Er bildet der Sonne gegenüber einen nach aussen hin rot, nach innen hin violett gefärbten Kreisbogen, dessen Mittelpunkt mit dem Auge des Beobachters und der Sonne in einer Geraden liegt. Jeder Beobachter sieht hierbei einen eigenen Bogen. Steht die Sonne gerade im Horizonte, so ist der Regenbogen ein voller Halbkreis, kleiner erscheint er, wenn die Sonne höher, grösser, wenn dieselbe niedriger steht. Da der Radius des Regenbogens nahezu unveränderlich ist (etwa 41°), so entsteht ein Regenbogen überhaupt nicht mehr, wenn die Höhe der Sonne eine gewisse Grenze überschritten hat. Die Aufeinanderfolge der Farben entspricht derjenigen des Spektrums, bei welchem die Farbenabstufung eine unvollständige ist. An der äusseren Seite des Hauptbogens sieht man häufig einen viel lichtschwächeren Nebenbogen, der die umgekehrte Farbenfolge von derjenigen des Hauptbogens zeigt. Der Radius dieses Nebenbogens beträgt, bis zum Violett gerechnet, 54°.

Die Theorie des Regenbogens findet sich in jedem Lehrbuch der Physik, worauf wir hier verweisen. Wir bemerken nur, dass der Hauptregenbogen durch eine einmalige Zurückwerfung und eine zweimalige Brechung der Sonnenstrahlung, und der Nebenbogen durch zweimalige Zurückwerfung und durch zweimalige Brechung entsteht.

Zuweilen, insbesondere bei böigem Wetter, wo die Regenschauer vielfach nur eine beschränkte Ausdehnung haben, erscheinen unvollständige Regenbogen, welche wohl als Vorboten von stürmischer Witterung gehalten werden, die aber eher das Erlöschen der Stürme, deren Begleiter die Böen sind, anzeigen dürften.

Auch bei starkem Nebel kann ein Regenbogen entstehen (Nebelregenbogen oder Nebelfresser), welcher indessen keine Färbung zeigt, sondern weiss ist. Der Radius dieses Regenbogens ist um etwa $3\frac{1}{2}^{0}$ kleiner, als derjenige des gewöhnlichen. Es lehrt nämlich die Theorie des Regenbogens, dass der Radius um so kleiner ist, je kleiner die Wassertropfen sind, welche ihn verursachen.

Auch der Mond erzeugt einen Regenbogen, gerade so wie die Sonne, indessen ist derselbe, entsprechend dem schwächeren Lichte des Mondes, erheblich schwächer, und daher kommt es, dass wir ihn sehr selten bemerken und dann nur bei Vollmond.

Höfe und Ringe um Sonne und Mond. Nebensonnen und Nebenmonde etc.

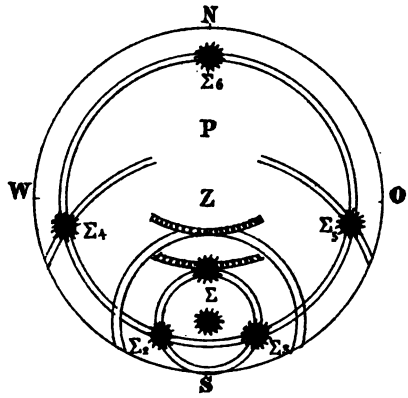
Die Höfe oder kleinen Ringe, welche man namentlich um den Mond zuweilen bemerkt, zeigen prismatische Färbungen in derselben

Digitized by Google

Weise, wie der Regenbogen, nach aussen rot, nach innen violett. Der innerste Ring schliesst sich unmittelbar dem Mond oder der Sonne an, während der äusserste nur wenige Grad Durchmesser hat. Diese Erscheinung, welche durch dünne, vor der Sonne oder dem Monde vorüberziehende Wolken verursacht wird, erklärt man durch die Beugung, welche die Lichtstrahlen an den in der Atmosphäre schwebenden kleinen Wasserkügelchen erleiden. Man kann diese farbigen Ringe beobachten, wenn man durch ein schwach angehauchtes Glas eine Lichtflamme betrachtet.

Die grösseren Ringe haben gewöhnlich einen Durchmesser von 22° oder 46°. Mitunter ist diese Erscheinung begleitet von lichten Bogen, welche an den Durchschnittsstellen am hellsten sind, welch letztere Nebensonnen oder Nebenmonde genannt werden. Die Erscheinung der Nebensonnen, welche bei niedrigem Sonnenstande, strenger Kälte und im hohen Norden am häufigsten vorkommen, zeigt sehr viele Verschiedenheiten. In der folgenden Figur 75 geben wir nach dem Vorgange Günther's (Geophysik) eine Darstellung des

Fig. 75.



von dem jüngeren Lowitz beschriebenen „Petersburger Phänomens", in welcher der äussere Kreis den Horizont, Z das Zenith, P den Nordpol der Ekliptik, Σ den wirklichen Ort der (gerade kulminierenden) Sonne, Σ_1, Σ_2 etc. die Nebensonnen angeben. Die in der Figur nicht ausgefüllten Kreisringe erschienen in der Natur auch nur mit weissem Glanze, die in der Figur schraffierten waren farbig.

Man erklärt diese Erscheinung als eine Wirkung der Reflexion und der Brechung der Lichtstrahlen in den feinen Eisnadeln, welche in den höheren Regionen unserer Atmosphäre schweben.

Andere optische Erscheinungen, welche bei Nebelwetter vorkommen, sind der Ulloaring, das Brockengespenst und der Glorienschein. Die erstere Erscheinung tritt dann auf, wenn der Beobachter die Sonne im Rücken und die Nebelwand vor sich hat, wobei derselbe den Schatten seines Kopfes mit Farbenringen umgeben sieht. Das Brockengespenst beobachtet man unter denselben Um-

Digitized by Google

ständen nicht selten in Gebirgsgegenden. Fig. 76 zeigt eine derartige Erscheinung, welche Tissandier beim Besteigen des Pic-du-midi beobachtete. Man sieht dann sein eigenes Schattenbild in riesiger Grösse. Die Riesengrösse des Schattenbildes beruht auf optischer Täuschung, indem wir die Entfernung grösser schätzen, als sie wirklich ist. Unter Glorien- oder Heiligenschein versteht man farbige Ringe, die man zuweilen um den eigenen Kopfschatten er-

Fig. 76.

blickt, wenn derselbe auf eine betaute Fläche fällt. Der Vorgang erklärt sich nach Lommel durch eine wiederholte Brechung und eine einmalige Reflexion der Lichtstrahlen.

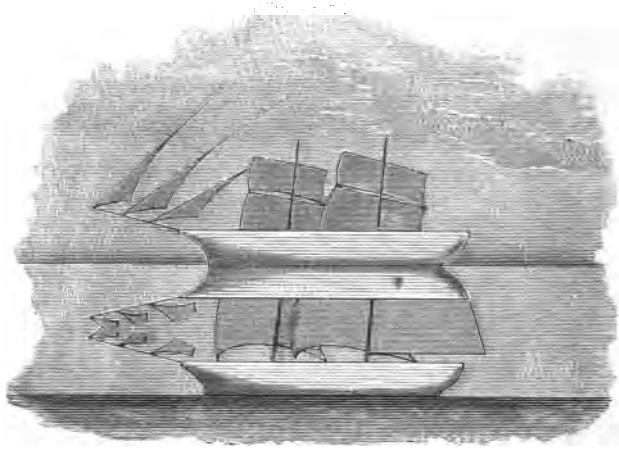
Eine weitere optische Erscheinung, welche auf der totalen Reflexion beruht, ist die Luftspiegelung. An heiteren windstillen Tagen kann es vorkommen, dass die Erdoberfläche so stark erhitzt wird, dass die ihr unmittelbar anliegenden Luftschichten eine Zunahme des Luftdruckes nach oben hin, allerdings nur bis zu einer geringen Entfernung vom Erdboden, zeigen. Ein von einem höheren Gegenstande kommender Lichtstrahl wird beim Uebergange in die

Digitized by Google

dünneren Luftschichten immer mehr vom Einfallslote gebrochen, bis er zuletzt so schief auffällt, dass er nicht mehr gebrochen werden kann, sondern zurückgeworfen wird. In diesem Falle erscheint das umgekehrte Bild unter dem Horizonte. Andererseits sieht man auf der See oder an den Meeresküsten zuweilen ein umgekehrtes Bild über dem Horizonte, wenn die der Meeresfläche unmittelbar auflagernden Luftschichten eine erhebliche Abnahme der Dichte mit der Höhe haben. Fig. 77 zeigt eine Luftspiegelung, welche von Kapitän Mehring am 3. April 1885, 8^h p. m. in der Bass-Strasse beobachtet wurde (Wetter: Himmel heiter, NE 5, Lufttemperatur 18^0, Wassertemperatur 16^0).

Andere Erscheinungen, wie das Zittern der Gegenstände über einer stark erhitzten Fläche, das Funkeln der Sterne etc. beruhen

Fig. 77.



auf der Brechung und der Reflexion der Lichtstrahlen durch Luft von ungleichmässiger Dichte.

Die Dämmerungserscheinungen haben nach Kiessling ihren Grund in der Absorption und Beugung des Lichtes, welche die Kondensationsprodukte in den untersten Atmosphärenschichten auf das durchgehende Sonnenlicht ausüben. Sie lassen sich in allen Einzelheiten durch Lichtbeugung in künstlich erzeugtem Nebel experimentell darstellen. Die Theorie der Dämmerungserscheinungen gehört in das Gebiet der Optik; wir wollen uns hier nur mit den Vorgängen selbst beschäftigen.

Kiessling beschreibt den Verlauf einer normalen Dämmerung in folgender sehr zutreffenden Weise [1]):

„Eine normale, in allen Phasen vollständig ausgeprägte, farben-

[1]) Die Dämmerungserscheinungen im Jahre 1883 und ihre physikalische Erklärung. Hamburg und Leipzig 1885.

Digitized by Google

reiche Dämmerung kann sich nur unter den ihr günstigen Bedingungen bei wolkenlosem Himmel entwickeln und ist deshalb eine nicht regelmässig auftretende Erscheinung. In seltener Vollkommenheit konnte dieselbe im vergangenen Jahre (1883) in der letzten Hälfte des September im ganzen nördlichen Deutschland beobachtet werden ..."

Die folgende Darstellung bezieht sich ausschliesslich auf die Erscheinungen bei der Abenddämmerung, welche sich von der Morgendämmerung im wesentlichen nur durch die umgekehrte Reihenfolge unterscheidet, in welcher die einzelnen Phasen aufeinander folgen.

„Das Phänomen einer vollkommen entwickelten normalen Dämmerung kann als ein dreiaktiges Schauspiel bezeichnet werden, welchem stets ein einfaches Vorspiel vorausgeht und bisweilen, aber doch verhältnismässig selten, ein Nachspiel folgt; es spielen sich jedoch diese als verschiedene Akte bezeichneten Phasen des gesamten Phänomens nicht zeitlich streng voneinander getrennt ab, sondern sie entwickeln sich zum Teil gleichzeitig nebeneinander, und ineinander übergehend.

„Das Vorspiel der Dämmerung umfasst eine Reihe wenig in die Augen fallender Veränderungen, welche sich am westlichen Himmel noch vor Sonnenuntergang vollziehen. Bereits am frühen Nachmittag, wenn die Sonne noch am Himmel steht, ist dieselbe, wenigstens in unseren nördlichen Breiten, von einem hellen, weisslichen Schein umgeben, welcher in gleicher Ausdehnung nach allen Seiten hin sich deutlich vom dunkleren Himmel abhebt. Seit dem Herbst des Jahres 1883 scheint dieser Schein von einem rauchig rötlichen Ring umgeben zu sein, welcher noch gegenwärtig (März 1885) unter günstigen Verhältnissen wahrgenommen werden kann; derselbe tritt um so deutlicher hervor, je klarer und reiner die Luft ist. Solange die Sonne noch hoch über dem Horizont steht, befindet sie sich genau in der Mitte dieses kreisförmigen Scheines; sobald sie sich aber dem Horizont nähert, tritt sie unter den Mittelpunkt des Scheines, dessen Randfärbung zugleich an Ausdehnung erheblich zunimmt. Damit hat der erste Akt des allmählich am Abendhimmel sich entwickelnden Dämmerungsschauspieles begonnen. Während die Sonne ganz zum Horizont hinabsinkt, bildet sich die exzentrische Stellung in dem sie umgebenden Schein immer entschiedener aus. Bei 2—3° Horizontalabstand ist sie schon unter den unteren Rand desselben hinuntergetreten. Zugleich erblasst die Randfärbung verhältnismässig schnell, und wenn die Sonne meist als dunkelorange leuchtende, aber glanzlose Scheibe in die gewöhnlich dem Horizont aufgelagerte Nebelbank einsinkt, hat sich über ihr in etwa 15—20° Höhe ein heller, gelblichweiss glänzender, nahezu kreisförmiger Fleck ausgebildet. Unterdessen hat auch schon, bei aufmerksamer Beobachtung deutlich erkennbar, der zweite Akt der Dämmerung begonnen, nämlich die Entwickelung zum Horizont parallel liegender farbiger Schichten. Dieselben machen sich zuerst in erheblichem Masse der untergehenden Sonne gerade gegenüber am östlichen Horizont bemerkbar, wo der Himmel in grosser seitlicher Ausdehnung allmählich eine bläulich violette, bisweilen ins Rötliche hinüber-

Digitized by Google

spielende Färbung annimmt. Diese bildet die sogenannte Gegendämmerung, deren Höhe und Intensität wesentlich von der Anwesenheit lichtreflektierender Nebel oder Wolkengebilde beeinflusst wird. Sobald die Sonne unter den Horizont hinabgesunken ist, wird am Osthimmel, unmittelbar dem Horizont aufliegend, ein mehr oder minder deutlich nach oben abgegrenzter, sehr schmaler, ganz dunkelblaugrauer Streifen, der sogenannte Erdschatten, erkennbar. Während die Sonne immer tiefer unter den Horizont hinabsinkt, gewinnt die Gegendämmerung erheblich an Farbentiefe und räumlicher Ausdehnung, aber mit stets wechselndem Umfang; zugleich steigt die obere Grenze des Erdschattens gleichmässig. Etwa 20—25 Minuten nach Sonnenuntergang nimmt jedoch die Färbung der Gegendämmerung auffallend schnell an Intensität ab, und zugleich entzieht sich die Grenze des Erdschattens der Wahrnehmung. Während diese Erscheinungen am östlichen Horizont sich abspielen, sind gleichzeitig am westlichen Himmel, über der untergegangenen Sonne, erhebliche Veränderungen eingetreten. Der helle weissliche Schein hat weder seine Färbung, noch seine Stellung zum Horizont wesentlich geändert, hingegen haben sich, nachdem die Sonne den Horizont überschritten hat, intensiv leuchtende, horizontale farbige Schichten entwickelt, und zwar unter fortgesetzter seitlicher und vertikaler Ausbreitung. Daher wird, trotz bedeutender Abnahme der allgemeinen Helligkeit, doch in der unmittelbar vom westlichen Horizont ausgehenden Lichtwirkung eine Steigerung bemerkbar. Ueber dem meist bräunlich glänzenden, dem Horizont aufliegenden Dunst erhebt sich eine breite, ockergelb leuchtende Schicht, welche bisweilen durch einen deutlich entwickelten gelblichgrünen Streifen von dem über den ganzen westlichen Himmel ausgebreiteten weisslichen Dämmerungsschein getrennt erscheint. Unmittelbar nachdem die Gegendämmerung im Osten ihre grösste Ausbreitung und Farbenintensität erreicht hat, also 20—25 Minuten nach Sonnenuntergang, beginnt der dritte, weitaus interessanteste Akt der Dämmerung, die Entwickelung des sogenannten Purpurlichtes. Verhältnismässig hoch über den horizontalen Farbenschichten beginnt in ziemlicher Ausdehnung ein rötlicher Farbenton im hellen Blau des Himmels sich geltend zu machen, zuerst so schwach, dass nur ein sehr geübtes Auge diese Farbenveränderung zu erkennen vermag; doch wächst dieser rötliche Schimmer überraschend schnell an Intensität, während zu gleicher Zeit die Gegendämmerung im Osten ganz schnell erblasst, so dass oft schon nach 2—3 Minuten nur noch ein schwacher blassvioletter Schimmer am östlichen Horizont bemerkbar ist. Diese rosenrote Färbung erreicht ungefähr in derselben Höhe, in welcher unmittelbar nach Sonnenuntergang der oben erwähnte hellglänzende Fleck sich ausgebildet hatte, also etwa 25° über dem Horizont, die grösste Intensität. Sie bildet dann eine nahezu kreisförmige Fläche mit äusserst zart, namentlich oben und seitwärts verwaschenen Rändern, welche selten höher als 45° hinaufreichen. Dieser wunderbar glänzende rosenrote Schimmer gleitet in schnell sinkender Bewegung hinter den horizontalen Farbenschichten hinab, dehnt sich dabei seitwärts aus und vermischt sich deutlich

Digitized by Google

erkennbar mit den vor ihm liegenden Färbungen, das Gelb in Orange, das Orange in Zinnoberrot verwandelnd. Ist die Sonne etwa 5—6° unter den Horizont gesunken, so ist auch das Purpurlicht hinter dem hellen Segment am westlichen Himmel verschwunden, und der weitere Verlauf der Dämmerung besteht im allgemeinen nur in dem fortgesetzt schnellen Sinken des zuletzt nur noch mattrötlich schimmernden Dämmerungsscheines am westlichen Himmel. Die Figuren 78, 79 und 80, in welchen die horizontale Strichelung rosa und blaue Farbentöne (resp. zuunterst weiss und hellgrün), die senkrechte gelbe und rotbraune bezeichnet, sollen in drei aufeinanderfolgenden Phasen die Entwickelung des Purpurlichtes am westlichen Abendhimmel nach Sonnenuntergang veranschaulichen.

Fig. 78.

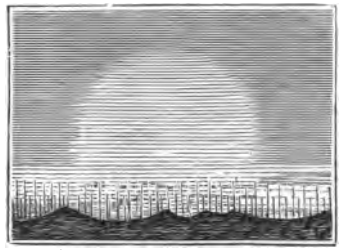


Fig. 79.

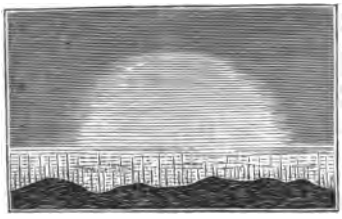
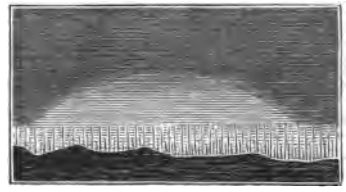


Fig. 80.



„Bisweilen, aber verhältnismässig selten, folgt dem dritten Akt der Dämmerung als merkwürdiges Nachspiel ein einmaliges Wiederaufleuchten des bereits untergegangenen Purpurlichtes über dem bereits tief gesunkenen Dämmerungsschein, mit vorausgehender Gegendämmerung im Osten. Dieses sogenannte zweite Purpurlicht ist aber meistenteils von so geringer Intensität, dass nur das Auge eines aufmerksamen Beobachters es zu erkennen vermag; sehr selten bewirkt es eine allgemein auffallende Verlängerung der gewöhnlichen Dämmerung.“

Die sehr glänzenden Dämmerungserscheinungen, welche vom Herbste 1883 bis zu Anfang des Jahres 1884 dauerten, sind, wie Kiessling nachgewiesen hat, durch die vulkanische Katastrophe auf der Insel Krakatau verursacht worden, indem die in die Atmosphäre emporgetriebenen, vergasten und zerstiebten, mit Verbrennungsprodukten vermischten Wassermassen jene optischen Wirkungen hervorriefen.

Digitized by Google

Mit den vorhin genannten glänzenden Dämmerungserscheinungen im Zusammenhange stehend und derselben Ursache entspringend ist der zuerst von Sereno Bishop in Honolulu am 5. September 1883 beobachtete und nach ihm benannte Bishop'sche Ring. Diese Erscheinung bestand darin, dass die gewöhnlich blassblaue Umgebung der Sonne in einem Abstand von etwa 5—6° eine rötliche Färbung zeigte und nach aussen hin eine mehr bräunlichrote Farbe annahm, welche nach und nach in das Blau des Himmels überging. Die grösste Farbenentwickelung war in einem Radius von 14—15°, die Ausdehnung der ganzen Erscheinung etwa 25—30° von der Sonne [1]).

Schliesslich führen wir noch eine kleine Tabelle nach Riggenbach [2]) über die Bestimmung der Sonnentiefe bei den Phasen der beiden Purpurlichter an, welche zeigt, dass diese Momente wesentlich dieselben geblieben sind:

Beobachter	Jahr 1800 +	Erstes Purpurlicht			Zweites Purpurlicht		
		Beginn	Grösste Helle	Ende	Beginn	Grösste Helle	Ende
Necker	33—37	4,1°	—	5,8°	—	—	12,7°
Bravais . . .	41—44	2,6	4,4°	6,4	—	—	13,4
v. Bezold . . .	63—64	—	4,4	6,0	—	9,8°	—
Hellmann . .	76—77	3,8	4,3	6,0	—	—	11,3
Riggenbach .	83—85	3,1	4,0	6,1	6,8°	8,3	10,1

Die blaue Farbe des Himmels hat ihre Ursache in der Eigenschaft der Luft, von den verschiedenfarbigen Strahlen, die das Sonnenlicht zusammensetzen, am leichtesten die blauen Strahlen zu reflektieren. Die Intensität der blauen Färbung ist im allgemeinen grösser im Zenith, als am Horizont, grösser nach dem Regen, als vor demselben, grösser in den Tropen, als in höheren Breiten, grösser mit der Erhebung von der Erdoberfläche. Dunstkügelchen, Nebel, Rauch- und Staubteilchen beeinträchtigen das Blau des Himmels.

Das Polarlicht.

Eine interessante, bisher noch nicht genügend erklärte Erscheinung, die aber ohne Zweifel mit dem Erdmagnetismus zusammenhängt, ist das Polarlicht, welches auf unserer Hemisphäre als Nordlicht, auf der südlichen als Südlicht bezeichnet wird und in hohen Breiten häufig beobachtet wird. Nach Ende der Dämmerung beginnt das Nordlicht mit der Bildung eines hellen Lichtbogens mit einem darunterliegenden dunklen Segment. Indem der Lichtbogen sowohl an Breite als auch an Glanz zunimmt, beginnen aus ihm Lichtstrahlen emporzuschiessen, welche an Intensität und Ausdehnung eine

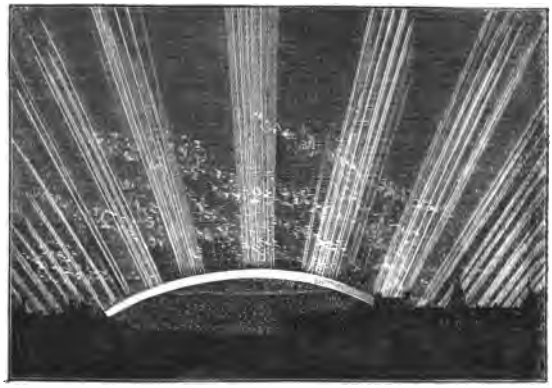
[1]) Beobachtungen über den Bishop'schen Ring und über das erste Purpurlicht. Arnsberg 1886.

[2]) Siehe Met. Zeitschr. 1886. S. 471.

Digitized by Google

ausserordentlich grosse Abwechselung zeigen. Bei sehr starker Entwickelung des Nordlichtes, wie sie in unseren Breiten wohl kaum vorkommt, schiessen diese Strahlen über den Zenith hinaus, sich zu einer Krone vereinigend, deren Mittelpunkt südlich vom Zenith liegt. Der Mittelpunkt des hellen Segments liegt nicht im astronomischen, sondern im magnetischen Nordpol, und ferner fallen die konvergierenden Lichtstrahlen mit der Richtung der erdmagnetischen Kraft zusammen. Dieses, sowie der Umstand, dass Nordlichter fast stets von erdmagnetischen Störungen begleitet sind, um so stärker, je intensiver das Nordlicht ist, führt unmittelbar auf den Zusammenhang dieser beiden Erscheinungen hin. In besonderem Glanze erscheinen die Nordlichter in den Polargegenden. Auf der Station Nain, welche etwas südlich von der Maximalzone der Intensität und Häufigkeit der

Fig. 81.



Nordlicht, beobachtet in Belgien (31. Januar 1881).

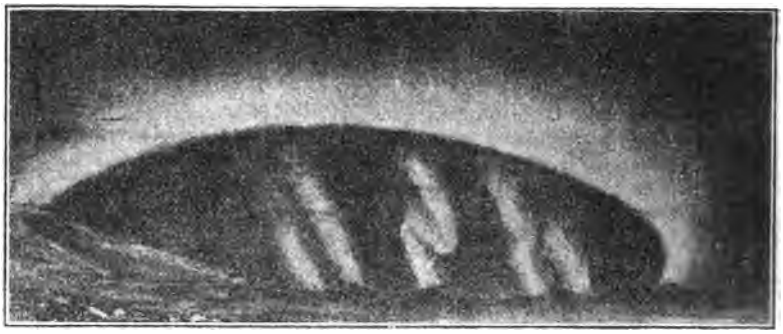
Nordlichter liegt, bestanden die Nordlichter hauptsächlich aus Bogen und Bändern, die sich oft in grösserer Anzahl über den Himmel spannten. „Polargewölk und -Strahlen waren sehr häufige Erscheinungsformen. Das Polarlicht begann meistens mit Strahlen, die von irgend einem Punkte gegen den Zenith schossen; bald darauf zeigte sich dann durch den Zenith oder über dem Nordhimmel ein Bogen oder ein Band; dasselbe teilte sich, es bildeten sich andere parallel zu ihm, die Bänder und Bogen erhoben sich darauf zum Zenith, überschritten denselben und senkten sich gegen den Südhorizont, wanderten darauf zurück, bildeten hierbei beim Passieren des Zeniths eine Krone und senkten sich wieder zum Nordhorizonte, darauf erblasste die Erscheinung oder es begann das Spiel von neuem. Beinahe jedesmal, wenn eine intensivere Erscheinung vorübergegangen war, blieb der Himmel an den verschiedensten Stellen mit Polarlichtdunstmassen bedeckt; eine aufmerksamere Betrachtung derselben zeigte, dass diese Dunstmassen nichts anderes waren, als die übriggebliebenen Fragmente der voraufgegangenen brillanteren Erscheinungen. Sehr häufig wurde beobachtet, dass ein Bogen seine

Digitized by Google

regelmässige Kontur und Gestalt behielt, solange er eine Höhe von 25° nicht überschritt; stieg jedoch sein Scheitel höher gegen den Zenith, so verlor der Bogen seine regelmässige Gestalt, nahm Bänderform an, geriet ins Wallen und überschritt dann, häufig hierbei eine Krone bildend, den Zenith“ [1]). Die Figuren 82 und 83 zeigen zwei in Nain beobachtete Nordlichterscheinungen.

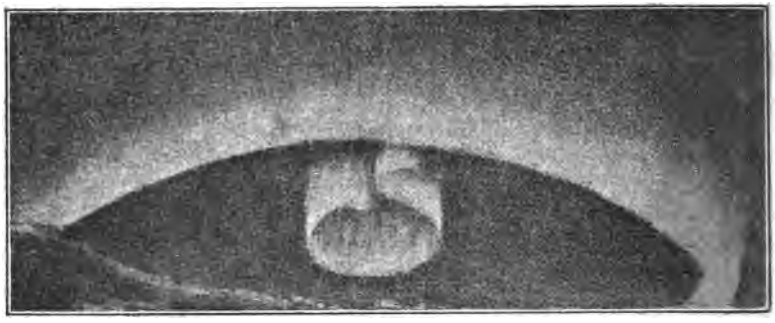
Das so vielfach bestrittene Nordlichtgeräusch wurde auf den Polarstationen (Nain, Kingua-Fjord, Bossekop) nicht vernommen.

Fig. 82.



Nordlicht zu Nain, 1883 am 3. Febr. 8h 33m p. m.

Fig. 83.



Nordlicht zu Nain, 1882 am 11. Dez. 7h 50m p. m.

Unterhalb der Wolken und zwischen naheliegenden Bergen wurden Nordlichter nicht beobachtet.

Die Zahl der beobachteten Tage mit Nordlichtern betrug in Kingua-Fjord vom 13. September 1882 bis Ende April 1883 104, in Nain vom 12. Oktober 1882 bis 3. August 1883 132, die Summe

[1]) Koch: Resultate der Polarlicht-Beob., angest. im Winter 1882—83; aus dem deutschen Polarwerke.

Digitized by Google

der Nordlichtstunden in Bossekop von September 1882 bis April 1883 war 1101.

Nach den Beobachtungen in Kingua-Fjord von Januar bis April 1883 scheint daselbst das Polarlicht zur Zeit des Wintersolstitiums zwei Maxima zu haben, die bei Annäherung an das Frühlingsäquinoktium auf die Mitternachtsstunden zusammenrücken.

IX. Wechselwirkung der meteorologischen Elemente.

Das Wetter.

In den vorhergehenden Kapiteln haben wir die einzelnen meteorologischen Elemente unabhängig voneinander betrachtet, ohne besonders Rücksicht darauf zu nehmen, dass dieselben in stetiger Wechselwirkung zu einander stehen und das zusammensetzen, was wir mit dem Ausdrucke „Wetter" bezeichnen. Um nun aber die Entstehung der verschiedenen Witterungszustände und ihre mannigfaltigen Wechsel kennen zu lernen und hierfür bestimmte Gesetze abzuleiten, wird es notwendig sein, die Wechselwirkung der einzelnen Elemente kennen zu lernen und die Einwirkung jedes Elementes auch dem Grade nach so viel wie möglich zu bestimmen.

Es ist eine bekannte Thatsache, dass durch den Wind die Witterung einer Gegend nach der anderen übertragen wird, so dass also die gegenwärtigen und zukünftigen Witterungsphänomene in innigem Zusammenhange stehen mit den Windverhältnissen und deren Aenderungen. Nun aber wissen wir, dass die Windverhältnisse eines Ortes abhängig sind von der jeweiligen Luftdruckverteilung und diese wiederum ihren letzten Grund hat in der Erwärmung durch die Sonnenstrahlung und der Unterlage. Es wäre also der Meteorologie das Problem gestellt, die Wärmeverhältnisse unserer Atmosphäre genau festzustellen, ihre Aenderungen in der täglichen und jährlichen Periode für jeden Ort der Erde zu bestimmen, hieraus Gesetze für die Luftdruckverteilung und deren Aenderungen abzuleiten, woraus sich dann die Erklärung aller Folgeerscheinungen ergeben würde, so dass sich also hieran eine sichere Vorausbestimmung des Wetters knüpfen liesse.

Dieses Problem ist aber bis jetzt noch lange nicht gelöst und wird voraussichtlich noch lange der vollständigen Lösung harren. Wir sind daher nicht imstande, die Wechselwirkung der einzelnen meteorologischen Elemente in erschöpfender Weise zu behandeln, sondern müssen uns damit begnügen, die Thatsachen hier wiederzugeben, welche durch Beobachtung und Untersuchung mehr oder weniger sicher festgestellt sind.

Am auffallendsten ist die Beziehung des Windes zu den Witterungserscheinungen, so dass man schon frühzeitig hierauf aufmerksam wurde. Schon Lambert schlug im Jahre 1771 vor, die Witterungserscheinungen nach den Winden zu klassifizieren (Windrosen).

Digitized by Google

Später haben hauptsächlich Leopold v. Buch und Dove für die verschiedenen meteorologischen Elemente Windrosen, d. h. Mittelwerte, die bestimmten Windrichtungen entsprechen, konstruiert. Allein schon bei Berechnung der Windrosen machte man die Wahrnehmung, dass eine und dieselbe Windrichtung in derselben Jahreszeit mit sehr verschiedenem Witterungscharakter behaftet sein kann, und diese Thatsache war der Untersuchungsmethode sehr hinderlich. Wie wir bereits oben S. 158 kurz auseinandergesetzt haben, kreist der Wind auf der nördlichen Hemisphäre um ein barometrisches Minimum gegen die Bewegung der Uhrzeiger, um ein Maximum mit derselben, so dass ein und derselbe Wind ganz verschiedenen Ursprung haben kann, eine Thatsache, welche Dove durch die Worte kennzeichnet: „Die Winde sind Lügner, welche ihren Ursprung verleugnen." Beispielsweise entstammt in unseren Gegenden ein SW einem W und NW, wenn er einem Minimum angehört, und einem S oder SE, wenn er einem Maximum angehört.

Von diesen Gesichtspunkten ausgehend, ordnete Köppen[1]) das zweijährige Beobachtungsmaterial von St. Petersburg (1872/73) von 7^h a. m. auf Grundlagen der Wetterkarten nach folgenden vier Kategorien: 1. das Zentrum der Isobare von Petersburg liegt im niederen Luftdrucke (Cyklone); 2. im höheren Luftdrucke (Anticyklone); 3. die Isobare verläuft auf längerer Strecke geradlinig, oder in unregelmässigen kleinen Knickungen (neutral): 4. Petersburg liegt im windstillen inneren Raume einer Anticyklone. Trotz der sehr kurzen in Betracht gezogenen Beobachtungsreihe lassen sich aus der Tabelle Seite 272, welche die Hauptresultate der Köppen'schen Untersuchung wiedergibt, die charakteristischen Züge doch sehr gut erkennen. Die Zahlen für Luftdruck und Temperatur bedeuten Abweichungen vom Mittel.

Nach der Bessel'schen Formel berechnet, ergibt sich für die Lage der Extreme der thermischen Windrose und die Amplitude derselben:

	Winterhalbjahr			Sommerhalbjahr		
	Cyklone	Anti-Cyklone	Neutral	Cyklone	Anti-Cyklone	Neutral
Temperatur-Abweichung. Mittel der 8 Windstriche	+ 2,76°	— 1,42°	+ 0,60°	— 0,49°	+ 1,15°	+ 0,51°
Richtung des wärmsten Windes .	S 3° E	S 68° W	S 41° W	S 12° E	S 22° W	S 5° W
Richtung des kältesten Windes .	N 3° W	N 68° E	N 41° E	N 12° W	N 22° E	N 5° E
Wärmster — kältester Wind . .	5,8°	10,3°	10,2°	5,1°	2,1°	5,2°

Es ist bekannt, dass ein Witterungsumschlag eintreten kann, ohne dass die Windrichtung sich ändert; dieses erklärt sich daher, dass der Wind, ohne Aenderung der Richtung aus der anticyklonalen Krümmung in die cyklonale übergeht, wenn beispielsweise ein Minimum im Westen sich nähert, und umgekehrt.

Indem wir die eben erörterte Methode bei neuen Berechnungen von Windrosen empfehlen, verzichten wir darauf, hier nach der älteren

[1]) Ueber die Abhängigkeit des klimatischen Charakters der Winde von ihrem Ursprunge. Rep. für Meteorologie. Bd. IV. Nr. 4. 1874.

Digitized by Google

I. Oktober bis März.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Diff.
Cyklone									
Zahl	5	5	7	12	28	26	9	13	–
Stärke	2,4	2,2	2,0	2,8	2,8	3,2	2,9	2,8	–
Luftdruck	− 10,8	− 8,0	− 5,0	− 6,8	− 8,6	− 9,9	− 8,5	− 8,5	5,8
Temperatur	+ 0,6	+ 2,0	+ 2,6	+ 4,0	+ 5,6	+ 5,5	+ 3,7	− 1,9	7,5
Bewölkung	9,4	10,0	10,0	10,0	9,3	8,5	7,3	7,5	2,7
Regenwahrscheinlichkeit	0,8	1,0	0,5	0,9	0,7	0,8	0,7	0,6	0,5
Anticyklone									
Zahl	4	4	12	20	15	20	12	13	—
Stärke	2,0	1,8	1,7	2,3	1,8	2,0	2,7	2,1	—
Luftdruck	+ 2,3	+ 11,5	+ 13,1	+ 10,9	+ 10,1	+ 7,1	+ 1,1	+ 5,4	12,0
Temperatur	− 6,5	− 3,0	− 7,1	− 2,2	− 1,9	+ 3,6	+ 5,8	− 0,1	12,9
Bewölkung	6,7	8,8	4,9	8,0	8,0	8,7	7,2	7,2	3,9
Regenwahrscheinlichkeit	0,5	0,2	0,2	0,7	0,5	0,3	0,5	0,2	0,5
Neutral									
Zahl	6	5	10	25	23	10	7	13	—
Stärke	2,0	1,8	3,1	2,6	1,9	2,3	2,1	3,0	—
Luftdruck	+ 5,7	+ 4,6	+ 5,0	+ 1,7	+ 2,1	− 2,6	− 0,4	− 3,4	9,1
Temperatur	− 0,8	− 5,6	− 3,5	+ 1,7	+ 4,1	+ 7,1	+ 2,4	− 0,6	12,7
Bewölkung	7,3	7,2	6,5	8,8	9,0	9,1	6,9	5,4	3,7
Regenwahrscheinlichkeit	0,8	0,6	0,5	0,5	0,5	0,3	0,4	0,5	0,5

II. April bis September.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Diff.
Cyklone									
Zahl	7	8	11	29	18	21	14	10	—
Stärke	2,0	1,5	2,2	2,5	1,6	2,0	2,0	2,8	—
Luftdruck	− 6,9	− 2,9	− 4,7	− 5,9	− 8,7	− 6,2	− 6,6	− 7,4	5,6
Temperatur	− 5,0	− 1,0	+ 0,5	+ 1,0	+ 1,9	+ 1,7	− 2,3	− 0,7	6,9
Bewölkung	7,1	8,5	7,6	7,7	7,9	6,2	7,1	4,6	3,9
Regenwahrscheinlichkeit	0,9	0,8	0,8	0,7	0,8	0,9	0,6	0,4	0,5
Anticyklone									
Zahl	12	12	6	11	2	6	9	8	—
Stärke	1,7	1,0	1,3	2,4	1,0	1,2	1,9	1,0	—
Luftdruck	+ 3,3	+ 7,2	+ 5,5	+ 4,4	+ 3,5	+ 1,3	+ 3,1	+ 5,1	5,9
Temperatur	− 0,1	+ 0,6	+ 1,1	+ 1,4	+ 1,0	+ 3,5	+ 1,4	+ 0,3	3,6
Bewölkung	4,1	3,6	5,3	4,5	5,0	3,0	4,8	3,5	2,3
Regenwahrscheinlichkeit	0,2	0,2	0,0	0,5	0,0	0,0	0,2	0,1	0,5
Neutral									
Zahl	8	27	10	17	6	12	4	10	—
Stärke	1,5	1,4	2,5	1,8	2,0	1,8	1,2	2,0	—
Luftdruck	+ 1,9	+ 3,4	+ 1,3	+ 2,5	+ 0,3	+ 0,8	0,0	+ 1,8	3,4
Temperatur	− 3,8	0,0	− 1,0	+ 2,4	+ 3,8	+ 2,6	− 1,0	+ 1,1	7,6
Bewölkung	5,6	5,4	6,6	5,9	7,7	4,6	4,7	6,1	3,1
Regenwahrscheinlichkeit	0,1	0,3	0,5	0,4	0,7	0,3	0,3	0,6	0,5

Digitized by Google

Methode berechnete Windrosen wiederzugeben, da sie aus dem angegebenen Grunde im allgemeinen nicht geeignet sind, Thatsachen mit voller Bestimmtheit darzustellen. Es sei hier nur noch bemerkt, dass die Aufstellung der Regenwindrosen zum grossen Teile die Ursache dazu gab, dass die irrigen Vorstellungen von der Entstehung der Niederschläge sich so lange erhalten konnten.

Erst nachdem man die Eigentümlichkeiten der barometrischen Maxima und Minima erkannt hatte, war es möglich, einen innigeren Zusammenhang zwischen Luftdruck, Wind und Wetter aufzufinden. Mit dieser Erkenntnis hatte man neue Gesichtspunkte gewonnen, die man noch vor etwa 30 Jahren kaum gekannt hatte. Von diesen Gesichtspunkten aus wollen wir die Wechselwirkung der meteorologischen Elemente nun näher betrachten. Im folgenden werden wir zunächst die barometrischen Maxima und Minima und die sie begleitenden Witterungserscheinungen betrachten, wobei wir uns hauptsächlich auf unsere Gegenden beschränken.

Barometrische Maxima.

Bei den Witterungsvorgängen in unseren Gegenden spielen die beiden auf unseren Isobarenkarten Tafel III und IV angegebenen barometrischen Maxima, das der Rossbreiten über dem nordatlantischen Ozean und das nur in der kälteren Jahreszeit existierende im asiatischen Kontinente, die Hauptrolle, wie ich weiter unten noch des näheren zeigen werde. Charakteristische Züge in der Druckverteilung im Winter sind der hohe Luftdruck über Südeuropa und die rasche Abnahme desselben nach Norden, insbesondere nach Nordwesten hin über die britischen Inseln hinaus, wodurch lebhafte südwestliche Winde mit trüber, feuchter Witterung bedingt werden, dann die Abnahme dieser Luftdruckdifferenzen nach dem Sommer hin durch Zunahme des Luftdrucks über Nordeuropa und Abnahme im Süden, womit eine Schwächung der südwestlichen Luftströmung und häufigeres Umkehren des Gradienten verknüpft sind. Der hohe Luftdruck im Süden Europas ist im Winter die Brücke zwischen dem atlantischen barometrischen Maximum der Rossbreiten, welches den Passat von den vorherrschenden Westwinden trennt, und dem grossen asiatischen Maximum. Wenn das asiatische Maximum im Sommer einem Minimum Platz gemacht hat, beschränkt sich das atlantische Maximum auf den Ozean, zuweilen eine Zunge hohen Luftdruckes nach Südwesteuropa hinübersendend und so das Vorwalten der südwestlichen und westlichen Winde mit Trübung und Niederschlägen begünstigend.

Der hohe Luftdruck des asiatischen Maximums breitet sich im Winter nicht selten westwärts nach Nordeuropa aus, östliche Winde mit klarer, trockener und eisigkalter Luft hervorrufend; zuweilen umschliesst es Zentraleuropa, welches, jetzt ausser dem Bereiche des warmen, feuchten ozeanischen Luftstromes liegend, unter dem Einflusse der durch klare, trockene und ruhige Luft begünstigten Ausstrahlung rasch und stark erkaltet, oder es verschiebt sich nach Südosteuropa oder nach der Alpengegend und schafft der ozeanischen Luft

Digitized by Google

über Europa freien Zutritt, welche jetzt in breitem, lebhaftem Strome bis weit in den Kontinent hinein vordringt, überall mildes, feuchtes Wetter hervorbringend.

Aber auch das atlantische Maximum breitet sich nicht selten nord- oder nordostwärts nach den britischen Inseln oder Frankreich aus, und dieser Vorgang ist durch das Eintreten von nasskalter Witterung gekennzeichnet, wie sie insbesondere im Frühjahr und Sommer vorzukommen pflegt. Greift dieser hohe Luftdruck nach unseren Gegenden hinüber, wobei (im Winter) öfters eine Verbindung mit dem asiatischen Maximum stattfindet, so ist die Witterung ruhig und heiter, im Winter kalt, im Sommer warm.

Von diesen beiden grossen Maxima lösen sich nicht selten kleinere Teile los, die dann eine kürzere oder längere Zeit Bestand haben, sich selbständig weiter umgestalten und fortbewegen, oder es entwickeln sich auf irgend einem Gebiete barometrische Maxima, die aber gewöhnlich rasch wieder verschwinden oder sich an ein Hauptmaximum anschliessen.

Diese wenigen Bemerkungen dürften genügen, den entschiedenen Einfluss der barometrischen Maxima auf unsere Witterungsvorgänge, ja auf den Witterungscharakter ganzer Monate und Jahreszeiten anzudeuten, aber es geht auch daraus hervor, dass diese Wirkungen nicht durch die Maxima an und für sich hervorgebracht werden, sondern nur durch das Zusammenwirken mit den barometrischen Minima. Wir dürfen daher die Maxima nicht allein für sich betrachten, sondern in Verbindung mit den barometrischen Minima. Indessen lassen wir zunächst einige allgemeine Erörterungen folgen, welche sich hauptsächlich auf barometrische Maxima beziehen.

Bereits oben hatten wir Gelegenheit zu bemerken, dass die Entstehung und Unterhaltung des die Tropenzone einschliessenden Gürtels hohen Luftdruckes durch den aus der Höhe niedersinkenden Luftstrom bedingt wird, welcher am Aequator aufstieg, so dass die Luftdruckdifferenzen beständig unterhalten werden, wodurch ein fortdauernder Kreislauf der atmosphärischen Bewegungen geschaffen wird. Auch die barometrischen Maxima oder die Anticyklonen unserer Gegenden werden durch Luftmassen gespeist, welche aus grösserer Höhe, entweder aus anomal erwärmten Gegenden hauptsächlich niedriger Breiten oder aus Gebieten niederen Luftdruckes (Depressionen), die beständig den hohen Luftdruck umkreisen, abfliessen und niedersinken (siehe S. 158, Fig. 35), so dass hierdurch die unten nach allen Seiten hin fortströmenden Luftmassen ersetzt werden und eine vertikale Zirkulation der Luft unterhalten wird. Während die Depressionen gewöhnlich nur einen verhältnismässig geringen Querschnitt haben, aber in ihrem Innern eine sehr energische Luftbewegung zeigen, überdecken die barometrischen Maxima meist grosse Länderstrecken und zeigen in ihrem Bereiche Winde, die im Innern ausserordentlich schwach sind und nach der Peripherie hin nur sehr langsam an Stärke zunehmen.

Ein vertikaler Kreislauf der Luftmassen im obigen Sinne kann nur dadurch zustande kommen, dass der nach aussen gerichtete

Digitized by Google

Gradient über dem Maximum nach und nach mit der Höhe abnimmt, bis er nach und nach in den entgegengesetzten, nach innen gerichteten übergeht und an Grösse zunimmt. In der Umgebung der angrenzenden Cyklonen scheint der Gradient gewöhnlich sehr ähnliche Aenderungen mit der Höhe zu zeigen, so dass derselbe allmählich eine der unteren entgegengesetzte Richtung annimmt.

Da die Strömungen der Luftmassen über dem barometrischen Maximum in der Höhe nach dem zentralen Teile hingehen und unten von diesem sich entfernen, so muss in jenem die Luft herabsinken zum Ersatze der unten abfliessenden Luft. Beim Herabsinken wird die Luft erwärmt, und zwar für je 100 m um etwa 1° C.; dabei nimmt die relative Feuchtigkeit der Luft beständig ab, und diese erlangt, unten angekommen, die Fähigkeit, den Wasserdampf leicht in sich aufzunehmen. Hiernach werden wir über dem Gebiete des Maximums warme und trockene Luft antreffen. Indessen ist dieses in den untersten Schichten häufig nicht der Fall, vielmehr zeigen diese in der kälteren Jahreszeit gewöhnlich eine grosse Kälte, so dass unsere strengen Winter (Strahlungswinter) vielfach der Entwickelung und Beständigkeit von Luftdruckmaxima ihren Ursprung und ihre längere Dauer verdanken. Die Bewegung der über dem Maximum herabsinkenden Luft erlahmt nämlich nach und nach und geht in grösserer oder geringerer Entfernung von der stark abgekühlten Erdoberfläche, auf welcher eine kalte, schwere Luftschicht unmittelbar aufliegt, in die horizontale Richtung über. Besonders geeignet zur Ansammlung von kalter Luft sind die Thalbecken, die bei diesem Zustand von jeder Zirkulation ausgeschlossen sind. Die in diesen sich entwickelnden Wasserdämpfe kondensieren sich bei Unterbrechung der Insolation zu Nebeln, welche sich immer weiter aufwärts ausbreiten bis hinauf zu den Regionen, wohin die warme trockene Luft niedersinkt. Da die Luftschichten sich nach der Schwere übereinander ordnen und das Niedersinken des von oben kommenden Luftstromes in sehr schräger Richtung geschieht, die weiter unten in die horizontale übergeht, so kommt es nicht selten vor, dass die Nebelschichte in einer gewissen Höhe ganz scharf von trockener durchsichtiger Luft begrenzt ist, und von den daraus hervorragenden Berggipfeln gesehen, wie ein leicht wogendes Meer aussieht, eine Erscheinung, die man selbst auf niedrigen Berggipfeln zu sehen Gelegenheit hat. Durch den eben dargestellten Vorgang ist der Wärmetransport von oben her fast vollständig abgeschnitten und nur selten stürzen die warmen Luftmassen der Höhe föhnartig in die Niederungen. Daher erklärt es sich auch, warum die oben besprochenen Zustände sich so lange erhalten können.

Bei der Besprechung der vertikalen Temperaturzunahme haben wir Beispiele angeführt, welche auf die Eigentümlichkeiten der barometrischen Maxima zurückzuführen sind, weshalb wir auf jene hier verweisen (vergl. S. 55).

Die barometrischen Maxima sind die beständigen Begleiter strenger Winterkälte. Hierbei ist aber das Vorhandensein oder die Abwesenheit einer Schneedecke von sehr hervorragender Bedeutung. Die Schwankungen der Bodentemperatur sind schon in geringer Tiefe bedeutend

Digitized by Google

kleiner als die der Luft, und folgen denjenigen der Luft sehr langsam, so dass mitten im Winter der Boden in sehr geringer Tiefe erheblich wärmer ist, als die Luft. Das Hinzutreten der Schneedecke, welche bekanntlich ein sehr schlechter Wärmeleiter ist, hebt die Verbindung von Boden und Luft auf, die Wärmezufuhr vom Boden wird der Luft entzogen und die Schneeoberfläche strahlt jetzt ungehemmt bei klarem Himmel aus, ohne hierfür vom Boden einen Ersatz zu erhalten. Bei Abwesenheit der Schneedecke wird ein Wärmeaustausch zwischen Boden und Luft unterhalten, und hierdurch das Temperaturminimum abgestumpft. Es ist bekannt, dass den grossen, denkwürdigen Kälteepochen 1788/89 und 1829/30 ausgedehnte Schneefälle vorangingen. Ebenso wurde der sehr strenge Winter 1879/80 durch einen Schneesturm eingeleitet, welcher ganz Zentraleuropa mit einer dicken Schneedecke einhüllte. Dagegen war auch im Winter 1881/82 Zentraleuropa von lang andauernden Maxima frequentiert, aber hauptsächlich wegen der fehlenden Schneedecke kamen sehr tiefe Kälteextreme nicht vor.

Die barometrischen Maxima können eine ausserordentliche Höhe erreichen. Die mittleren und absoluten Maxima, auf das Meeresniveau reduziert, betrugen nach Woeikof[1]):

		See-höhe	Mittlere Maxima			Absolute Maxima
			Dez.	Jan.	Febr.	
Nertschinsk, Hüttenwerk .	1870—77	140 m	788,1	787,3	782,6	802,1
Barnaul	1873—77	461	790,4	790,3	786,2	790,5 (vergl. unten)
Irkutsk	1870—77	660	787,8	490,4	784,9	790,5

Ferner gibt Hann[2]) noch folgende absolute barometrische Maxima (reduziert auf das Meeresniveau):

St. Petersburg . . .	16. Jan.	1869	9h	p. m.	(Seehöhe	4,7m)	= 796,5mm	bei	— 20,0°	C. u. SE
Moskau	16. „	1869	10	a. m.	(„	156)	= 797,2	„	— 28,4	u. Calme
Wilna	16. „	1869	7	a. m.	(„	118)	= 793,9	„	— 16,9	u. SE 4
Jenisseisk	15. „	1872	7	a. m.	(„	80)	= 796,8	„	— 18,6	u. Calme
„	16. Dez.	1877	9	p. m.	(„	80)	= 799,7	„	— 38,0	u. „
Irbit	14. „	1877	9	p. m.	(„	68)	= 797,3	„	— 35,0	u. „
Omsk	15. „	1877	9	p. m.	(„	80)	= 799,4	„	— 38,1	u. „
Barnaul	17. „	1877	9	p. m.	(„	140)	= 803,7	„	— 47,9	u. „
Semipalatinsk . . .	16. „	1877	9	p. m.	(„	182)	= 805,7	„	— 48,6	u. E 1
Nukuss	16. „	1877	7	a. m.	(„	66)	= 796,0	„	— 31,3	u. ENE
Petro-Alexandrowsk .	16. „	1877	7	a. m.	(„	100)	= 795,0	„	— 31,0	u. NE

Dass auch in unseren Gegenden sehr erhebliche Maxima vorkommen können, zeigen folgende Zahlenangaben: In Paris wurde am 6. Februar ein Barometerstand von 787,2 mm, am 17. Januar von 786,7 mm beobachtet. Am 16. Januar 1882 überdeckte ein barometrisches Maximum von über 785 mm das grosse Gebiet zwischen Triest, Brüssel, Kopenhagen, Wilna und Hermannstadt; in Hamburg erreichte der Barometerstand am Vormittage dieses Tages 786,9 mm, während seit 1836 der höchste Stand etwa 782 mm betrug. Der

[1]) Zeitschr. d. Oesterr. met. Gesellschaft, XV, 1880. S. 408.
[2]) ebend. XVII, 1882. S. 94.

Digitized by Google

Barometerstand an jenem Tage ist als der höchste zu bezeichnen, welcher innerhalb 50 Jahren in Nordwestdeutschland beobachtet wurde. Das Maximum war in Swinemünde 787,5 mm, in Neufahrwasser 788,3 mm. In Zentraleuropa betrug der Luftdruck innerhalb des Zentralraumes des Maximums 5 Tage hindurch mehr als 785 mm und 8 Tage hindurch mehr als 780 mm. Während der Herrschaft dieses Maximums war in den Alpengegenden in den höheren Regionen das Wetter hell und ausserordentlich mild, während unten eisige Kälte bei Dunst und Nebel herrschte.

Vergleichen wir den höchsten in Semipalatinsk beobachteten Barometerstand (805,7 mm) mit dem tiefsten bisher beobachteten (in Ochtertyrhe am 26. Januar 1884 694,3 mm), so erhalten wir die ausserordentliche Differenz von 111,4 mm, ein Betrag, der nahezu dem Gewichte des sechsten Teils der Atmosphäre gleichkommt.

Die Form, Ausdehnung und Fortpflanzung der barometrischen Maxima, sowie die Beziehung der Maxima und Minima hat E. Loomis in neuerer Zeit eingehend untersucht[1]). Einige der Hauptresultate dieser Untersuchung mögen hier eine Stelle finden, um so mehr, als die Loomis'schen Arbeiten weniger bekannt sind und beachtet werden, als sie es in der That verdienen.

Die Isobaren um ein barometrisches Maximum sind sehr selten kreisförmig, sondern nähern sich meistens der Ellipsenform, deren Achsen nach ihren Grössenverhältnissen zwischen weiten Grenzen variieren. Um das mittlere Verhältnis der Achsen zu erhalten, bestimmte Loomis das Verhältnis der grossen und kleinen Achse der Isobare von 30,2 engl. Zoll = 767,1 mm, oder der nächst höheren (30,3 Zoll). Diese Verhältnisse wurden sowohl für Nordamerika als auch für den Nordatlantischen Ozean und Europa untersucht (d. h. für die beiden letzteren Gebiete für Maxima über 775 mm). Für das erstere Gebiet kamen 238 Fälle, für die letzteren 252 Fälle in Betracht. Aus diesen Messungen ergaben sich folgende Zahlen:

a) Nordamerika	b) Atl. Ozean und Europa
grösser als 1,5 in 73% aller Fälle	grösser als 1,5 in 63% aller Fälle
„ „ 2 „ 33 „ „	„ „ 2 „ 36 „ „
„ „ 3 „ 4 „ „	„ „ 3 „ 6 „ „
„ „ 4 „ 1 „ „	„ „ 4 „ 1 „ „
Mittleres Verhältnis 1,91.	Mittleres Verhältnis 1,84.

Durch Anwendung desselben Materials erhielt Loomis für die Richtung der grösseren Achse folgende Werte (von N über E nach S zu zählen):

a) Für Nordamerika:

Azimut	% der Fälle	Azimut	% der Fälle	Azimut	% der Fälle
0—10	8	60—70	8	120—130	4
10—20	6	70—80	4	130—140	3
20—40	6	80—90	5	140—150	4
30—30	12	90—100	1	150—160	3
40—50	10	100—110	1	160—170	4
50—60	13	110—120	2	170—180	6

[1]) Contributions to Meteorology by Elias Loomis. Chapter II. Revised Edition. New Haven 1887.

Digitized by Google

b) Für den Atlantischen Ozean und Nordeuropa:

Azimut	% der Fälle	Azimut	% der Fälle	Azimut	% der Fälle
0—10	3	60—70	10	120—130	6
10—20	3	70—80	12	130—140	7
20—30	5	80—90	9	140—150	4
30—40	4	90—100	6	150—160	2
40—50	6	100—110	7	160—170	2
50—60	8	110—120	5	170—180	3

Nach der letzteren Tabelle fällt die grösste Häufigkeit der Richtung der grossen Achse auf N 44° E für die Vereinigten Staaten, und für den Atlantischen Ozean und Nordeuropa auf N 75° E; im ersteren Falle kommen 72% aller Fälle auf das Azimut 0—90°, im letzteren 69% auf das Azimut 40—130°. Wie wir weiter unten sehen werden, sind die Verhältnisse für die Minima ganz ähnlich. Hervorzuheben ist, dass sowohl bei den Maxima als bei den Minima die Isobaren in Nordamerika eine länglichere Gestalt haben, als auf dem Atlantischen Ozean und Europa, und dass für die letzteren Gebiete die Richtung der grossen Achse mehr nach Ost neigt, als für das erstere Gebiet, und zwar beträgt dieser Unterschied im Mittel 31°, wogegen die Richtung der grossen Achse bei den Minima in allen diesen Gebieten fast gleich ist.

Nahezu drei Viertel aller hier bezüglich der Maxima in Betracht kommenden Fälle entfallen auf die kälteren 6 Monate, in welcher Zeit der hohe Luftdruck über Asien westwärts über Europa hinaus sich mit der Zone höchsten Luftdruckes über dem Ozean in der Nähe von 32° n. B. verbindet, und hierin liegt wahrscheinlich der Grund der Abweichung in der Lage der grossen Achse höchsten Luftdruckes in Europa.

Zwischen einer Area mit hohem und einer benachbarten mit niederem Luftdrucke bildet die Isobare von 30,0 Zoll (762,0 mm) gewöhnlich eine nahezu gerade Linie. Liegt eine Area hohen Luftdruckes zwischen zwei nicht zu entfernt liegenden Depressionen, so hat sie gewöhnlich eine längliche Form, so dass die sie umgebenden Isobaren auf viele tausend Seemeilen nahezu geradlinig verlaufen.

Die 52 Maxima (783,6 mm und darüber), welche Loomis in Bezug auf Geschwindigkeit und die sie begleitenden Temperaturverhältnisse untersuchte, verteilten sich in der jährlichen Periode folgendermassen:

	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März
Fälle	1 (am 26.)	10	8	14	16	3 (spätestens am 12.)

Hiernach entfallen diese sämtlichen Maxima auf die Zeit vom 26. Oktober bis zum 12. März.

Am häufigsten sind die barometrischen Maxima nördlich vom 46.° n. B. und westlich von 100° N. w. L., wobei sie in 4,8° mehr südlicher Breite und in 16,4° östlicher Länge zuletzt beobachtet wurden, so dass dieselben also nach südöstlicher Richtung fortschreiten, und zwar im Mittel nach S 40° E (S 57° E für die Maxima östlich vom Felsengebirge). Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit betrug mit Berücksichtigung der Krümmungen 9,4 m pro Sekunde. Hieraus folgt, dass für die Vereinigten Staaten die Bewegungsrichtung der Maxima mehr

Digitized by Google

südlich und ihre Fortpflanzungsgeschwindigkeit erheblich geringer ist, als die der Minima.

Hervorzuheben ist die ungewöhnlich tiefe Temperatur, welche die Maxima in Nordamerika begleitet. Die folgende kleine Tabelle gibt die Temperaturabweichungen für die kältere Jahreszeit eines 12jährigen Zeitraumes:

Barometer mm	774,7—777,2	777,2—779,8	779,8—782,3	782,3—784,8	784,8—787,4	787,4—789,9
Temp.-Abw. °C.	— 10,0	— 11,3	— 13,2	— 14,6	— 16,2	— 18,8

Es nimmt also mit wachsendem Luftdrucke die Temperatur beständig ab. Die tiefste Temperatur in obigen Fällen wurde beobachtet zu Fort Bufort (— 40,6° C.).

Eine weitere Untersuchung ergibt, dass das barometrische Maximum und die grösste Temperaturabweichung örtlich gewöhnlich nicht zusammenfallen, sondern im Mittel 400 Miles auseinanderliegen, wobei die letztere gewöhnlich auf der Nordseite des Barometermaximums sich befindet.

Umgekehrt wurde untersucht, wie hoch der Luftdruck bei sehr tiefen Temperaturen war, und auch hier stellte sich dasselbe Verhältnis heraus.

Für die wärmere Jahreszeit stellte sich ein ähnliches Resultat heraus: Bei Maxima über 770 mm lag die Temperatur um 4,7° unter dem Normalwerte, so dass also in jeder Jahreszeit für Nordamerika die Temperatur im Bereiche des Maximums unter dem Normalwerte liegt. Dabei ergab sich, dass die Temperaturabweichung bei hohem Drucke mit der Annäherung an die atlantische Küste abnimmt.

Als mittlerer Abstand des Zentrums des barometrischen Maximums von demjenigen des Minimums wurde gefunden: auf der Ostseite 2371 und auf der Westseite 2381 Miles, welchem die niedrigsten Isobaren entsprechen: auf der Ostseite 741,4, auf der Westseite 751,1 mm, so dass bei gleichem Abstande der Gradient auf der Ostseite doppelt so gross war, als auf der Westseite.

Einem ungewöhnlich hohen barometrischen Maximum entspricht in der Regel ein Minimum von mässiger Tiefe, und umgekehrt einem ausserordentlich tiefen Minimum ein mässiges Maximum; sind aber beide Gegensätze extrem ausgebildet, so zeigen auch die Zentren eine ungewöhnlich grosse Entfernung.

Diese Untersuchungen hat Loomis auch für den Nordatlantischen Ozean und Europa durchgeführt. Es wurden 82 Fälle mit einem Maximum von 785 mm in Betracht gezogen, welche alle auf die kältere Jahreszeit fielen. Nur in 2 Fällen lag das Maximum über dem Atlantischen Ozean, in den übrigen 80 Fällen über dem europäisch-asiatischen Kontinente, und zwar in drei Viertel der Fälle über Asien. In 19 Fällen betrug die höchste Isobare 790,0 mm, in 5 795,5, in einem Falle 800,0 mm (1. Januar 1867 bei Omsk). Die Fortpflanzung war meistens langsam und unregelmässig, aber unter 14 Fällen, wo das Gebiet ungewöhnlich hohen Luftdruckes mehrere Tage nacheinander erkenntlich blieb, waren 11, an welchen das Zentrum am letzten Tage südlicher lag, als am ersten, dagegen in 3 Fällen lag dasselbe mehr nördlich, so dass also eine Fortpflanzung

Digitized by Google

nach Süden vorherrschte. Dabei war die Bewegung in 5 Fällen westwärts, in 8 Fällen ostwärts, so dass also die südostwärts gerichtete Bewegung die häufigere zu sein scheint.

Die mittlere Geschwindigkeit der Fortpflanzung betrug 3,6 m pro Sekunde.

Die mittlere Temperatur im Zentrum der Maxima war — 25,4°, in den drei eigentlichen Wintermonaten — 28,9° C., ein Resultat, welches mit demjenigen für die Vereinigten Staaten ganz gut übereinstimmt.

Die mittlere Breite der Maxima, 2740 Miles, ist etwas grösser, wie sie oben für die Vereinigten Staaten angegeben ist. Die niedrigste Isobare auf der Westseite war im Mittel 739,0 mm (nur in zwei Fällen unter 730,0), so dass auch hier, wie in Nordamerika, einem aussergewöhnlich hohen Luftdruck nicht auch ein ungewöhnlich tiefer Luftdruck in der Nachbarschaft entspricht. Die mittlere Entfernung des Zentrums des hohen Luftdruckes von demjenigen des niedrigen auf der Westseite betrug 2280 Miles, war also um weniges geringer als in Nordamerika.

In 81 Fällen (1877—84) existierte in irgend einer Gegend der Nordhemisphäre eine Isobare von 784,4 mm, von diesen entfielen 29 auf den Januar, 4 auf den Februar, 5 auf den März, 1 auf den Oktober, 8 auf den November und 34 auf den Dezember, so dass Januar und Dezember allein 79% aller Fälle umfassen. 74 Fälle kamen auf den europäisch-asiatischen Kontinent, 6 auf Nordamerika und 1 auf den Ozean südwestlich von Island; die ersteren 74 Fälle verteilen sich folgendermassen:

Station	n. B.	ö. L.	Fälle	Station	n. B.	ö. L.	Fälle
Viatka	58,6°	49,7°	1	Barnaul	53,3°	83,8°	9
Jenisseisk . . .	58,4	92,1	32	Irkutsk	52,3	104,3	2
Katharinenburg	56,8	60,6	4	Warschau . . .	52,2	21,0	1
Tomsk	56,5	85,0	1	Nertschinsk . .	51,3	119,6	7
Kasan	55,8	49,0	2	Akmolinsk . . .	51,2	71,4	1
Moskau	55,8	37,5	1	Semipalatinsk .	50,4	80,2	7
Krotkowo . . .	53,8	48,6	3	Taschkend . . .	41,3	69,3	3

Alle oben angegebenen Stationen liegen zwichen dem 50. und 60. Breitengrade, ausser Taschkend, dessen Seehöhe zweifelhaft und dessen Luftdruckangaben wahrscheinlich etwas zu hoch sind.

In allen 81 Fällen, der eine oben genannte ausgenommen, lag das Maximum über dem Kontinente, wodurch die Ansicht bestätigt wird, dass die Kontinente die Bildung hoher Maxima zur Winterszeit begünstigen. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit dieser hohen Maxima ist ausserordentlich gering, meistens sind sie mehrere Tage hindurch stationär. Der mittlere Durchmesser, von N nach S gemessen, betrug 55 Meridiangrade oder nahezu 3800 engl. Meilen.

Bemerkenswert ist die niedrige Temperatur in den Maxima: sie betrug für Europa-Asien (für 7^h a. m. Wash. Zeit) im Mittel — 28° C., welche Temperatur einer Abweichung von der Normaltemperatur von — 10,6° entspricht, also einer geringeren, als unter gleichen Umständen in Nordamerika, was dem Umstande zuzuschreiben sein dürfte, dass in Zentralasien in dieser Jahreszeit das Thermometer fast ununterbrochen sehr niedrig steht. Hoher Luftdruck und tiefe Tem-

Digitized by Google

peratur bedingen sich nach Loomis gegenseitig, indem bei tiefer Temperatur die Luft sich verdichtet und einen Zufluss in den oberen Regionen erhält, und umgekehrt hoher, von klarem Wetter begleiteter Luftdruck die Entstehung tiefer Temperaturen durch Ausstrahlung begünstigt.

Uebereinstimmend mit den Verhältnissen in Nordamerika fällt im Innern des asiatischen Kontinentes in der Nähe des 50. Parallels die grösste Sommerwärme durchschnittlich mit einem Barometerstande zusammen, welcher einige Millimeter unter dem Normalstande liegt. Für Nordeuropa scheint das Umgekehrte Regel zu sein, während Zentraleuropa den Uebergang bildet.

Auf den Einfluss der barometrischen Maxima auf die Witterung in unseren Gegenden werde ich weiter unten noch zurückkommen.

Barometrische Minima (Cyklonen).

Die bedeutsamsten Forschungen auf dem Gebiete der Cyklonentheorie wurden in Amerika gemacht, und zwar hauptsächlich von Ferrel. Die genialen Arbeiten dieses Gelehrten wurden schon vor etwa 20 Jahren veröffentlicht, fanden jedoch, wenigstens in Europa, bis vor wenigen Jahren fast keine Beachtung. Gegenwärtig dürften die Hauptresultate der Ferrel'schen Untersuchungen keinem Meteorologen mehr unbekannt sein. Während Ferrel seine Resultate fast ausschliesslich auf dem Wege der Rechnung fand, war Loomis eifrig und unablässig bemüht, nach statistischer Methode die Gesetze aufzufinden, welche bei den Witterungserscheinungen, insbesondere aber in Beziehung zu den Cyklonen und Anticyklonen, zu Grunde liegen. In Europa war durch die Dove'schen Theorien über das Verhalten der Aequatorial- und Polarströme und die daraus abgeleiteten Ansichten über Wind und Wetter die Meteorologie in ein falsches Fahrwasser geraten, woraus sie erst allmählich und nach vielen Kämpfen wieder freigemacht werden konnte. Nur wenige wagten es, von Dove abweichende Ansichten zu haben, von welchen wir den um die Meteorologie hochverdienten Buys-Ballot, dann in Deutschland Prestel, vielleicht auch Mürrhy, dessen kühne, sanguinische Behauptungen uns allerdings nicht sympathisch sind, nennen wollen. Hervorzuheben sind die wenigstens für Europa epochemachenden Untersuchungen über die europäischen Stürme von Mohn, welcher durch eine Reihe synoptischer Karten den unzweifelhaften Beweis lieferte, dass die durch Dove vertretenen Ansichten über die Entstehung der europäischen Stürme durch das Nebeneinanderfliessen der Polar- und Aequatorialströme und den Kampf derselben unhaltbar sind, so dass hierdurch in Europa der weiteren Verfolgung einer falschen Fährte bei Erforschung der Stürme und der Luftbewegung überhaupt das Ziel gesteckt wurde. Seit dieser Zeit sind die Cyklonen mit ihren Folgeerscheinungen oftmals und von vielen Seiten untersucht worden, und zwar mit entschiedenem Erfolge. Konnten auch alle bisher bestehenden Unklarheiten noch nicht gänzlich aufgeklärt

Digitized by Google

werden, so können wir doch mit grosser Befriedigung auf die in der neuesten Zeit gewonnenen Resultate zurückschauen und eine vergleichsweise vollständige Lösung des Problems in kürzerer oder längerer Zeit mit Zuversicht erwarten.

Schon oben, bei der Betrachtung der Beziehungen zwischen Luftdruck und Wind, haben wir die Kräfte besprochen, welche bei der Entstehung und weiteren Entwickelung einer Cyklone thätig sind, und die Luftbewegung um die Cyklone klargestellt. Hier wird es notwendig sein, auf die Eigenschaften der Cyklonen, ihre Beziehungen zu den Anticyklonen und insbesondere zu den Witterungserscheinungen näher einzugehen.

Die Ursache der Entstehung der Cyklonen liegt in der Gleichgewichtsstörung der Atmosphäre, welche ihrerseits bedingt ist durch die ungleiche Erwärmung durch die Sonne und durch das Verhalten des Wasserdampfes in der Luft. Die Erwärmung der Luft über irgend einem Gebiete erfolgt in der bereits oben angegebenen Weise: die Niveauschichten heben sich und daher erfolgt ein Abfliessen der Luft, also eine Verminderung der Luftmassen und also auch des Luftdruckes. Um das gestörte Gleichgewicht wieder herzustellen, fliesst zum Ersatze die untere Luft hinzu. Ist die erwärmte Luft feucht, so wird dadurch ein aufsteigender Luftstrom begünstigt, wodurch eine Kondensation des Wasserdampfes hervorgerufen wird; hierdurch erhält die Luft einen neuen Impuls zum Aufsteigen, und auf diese Weise kann die Gleichgewichtsstörung eine ganz bedeutende werden und grössere Beständigkeit erhalten.

Wie bereits gesagt, setzen sich gegen die Stelle niedrigsten Luftdruckes Luftströmungen in Bewegung und diese werden nach früheren Erörterungen durch die Erdrotation auf der nördlichen Hemisphäre (die Aequatorialzone ausgeschlossen) nach rechts abgelenkt. Da die Luftbewegung von allen Seiten gegen das Gebiet niedrigsten Luftdruckes gerichtet ist, so muss (ähnlich der Bewegung des Wassers, welches man aus einem Gefässe durch ein am Boden befindliches Loch abfliessen lässt) die Tendenz zu einer Wirbelbewegung entstehen, welche das Bestreben hat, sich einer kreis- oder ellipsenartigen Form zu nähern, um so mehr, je stärker die Luftbewegung ist. Der Einfluss der Erdrotation, sowie die der hinzutretenden Zentrifugalkraft bewirken eine weitere Luftverdünnung oder das Fortbestehen derselben, oder, mit anderen Worten, ein weiteres Fallen des Barometers im zentralen Raume oder Erhaltung des barometrischen Minimums. Die Bewegung erlischt erst allmählich, hauptsächlich durch den Einfluss der Reibung.

Durch die zufliessenden Luftmassen, die allerdings durch Erdrotation und Zentrifugalkraft von der direkten Bahn abgelenkt werden, würde ein verhältnismässig rascher Ausgleich zustande kommen, wenn nicht die Luft aus dem zentralen Raume der Cyklone beständig fortgeschafft würde, und dieses geschieht dadurch, dass die Luft im Innern derselben aufsteigt und in geringerer oder grösserer Entfernung nach auswärts, etwa nach dem barometrischen Maximum, abfliesst, wodurch ein vertikaler Kreislauf der Luft eingeleitet wird,

Digitized by Google

wie wir es bereits oben erkannt haben. Kommt noch hinzu, dass der aufwärts steigende Luftstrom eine grosse Menge Wasserdampf mit sich führt, welcher beim Aufwärtssteigen sich abkühlt und verdichtet, so wird hierdurch der Auftrieb vermehrt und die Kraft der Wirbelbewegung verstärkt.

Bei der Besprechung des Wasserdampfes in der Luft haben wir eingehend die Aenderungen des Wasserdampfgehaltes in auf- und absteigenden Luftströmen besprochen, wir haben uns hier nur noch über die Bedeutung der Feuchtigkeit für die Entstehung, Entwickelung und Erhaltung der Cyklonen klar zu machen. Die Wärmeabnahme mit der Höhe erfolgt im aufsteigenden feuchten Luftstrome langsamer, als im trockenen, und daher muss bei trockener Luft der Auftrieb rascher abnehmen, so dass ein Aufsteigen zu grösseren Höhen mehr erschwert wird. Ist aber der aufsteigende Luftstrom feucht, so steigt derselbe bis zur Erreichung des Taupunktes wie trockene Luft empor, dann aber, wenn die Kondensation eintritt, verlangsamt sich die Abkühlung bedeutend und der Auftrieb erhält stets wieder neue Impulse, so dass in dieser Weise die Luft zu ganz bedeutenden Höhen aufsteigen kann. Die aus dem Kondensationsprozesse hervorgehende Wärme leistet dabei ununterbrochen die Arbeit, die Luftmassen im Innern der Cyklone emporzuheben und so zum Abflusse nach aussen hin zu bringen. Aus dieser Arbeitsquelle schöpft die Cyklone immer wieder neue Energie und so kann sie sich längere Zeit erhalten, sich ausbreiten und fortschreiten. Durch die Bewegung der Luftmassen von einem grösseren Gebiete nach einer einzigen Stelle hin und durch das Hinzutreten der Erdrotation und der Zentrifugalkraft wird die Kraft der Bewegung nach dem Innern der Cyklone konzentriert, so dass hier die Isobaren dicht zusammentreten und die Luft die stärkste Bewegung und ihre Richtung die grösste Abweichung vom Gradienten zeigt. Indessen würde dieser Zustand von nicht gar langer Dauer sein, wenn nicht der Wasserdampf die Hauptrolle übernähme, die unten zufliessende Luft aus dem Wirbel wegzuschaffen.

Eine Folgeerscheinung der Cyklonenthätigkeit sind Wolkenbildung und Niederschläge, welche die Cyklone, wie es die Natur der Sache bedingt, in allen Phasen begleiten. In unseren Gegenden erfolgen die Niederschläge auf der östlichen Seite der Cyklonen, d. h. nach jener Richtung hin, nach welcher, wie wir weiter unten noch des näheren besprechen werden, die Cyklonen fortzuschreiten pflegen.

Aus einer Untersuchung der synoptischen Karten der Vereinigten Staaten für 1872—73 erhielt Loomis das Ergebnis, dass jede grössere barometrische Depression von Regenfall begleitet ist, und die Fläche, über welche sich jener erstreckt, gewöhnlich auf der Ostseite des Depressionszentrums sich viel weiter ausdehnt, als auf der westlichen Seite. Nähert sich dort eine Depression der Küste, so nimmt, wahrscheinlich wegen des vermehrten Wasserdampfes, die Windgeschwindigkeit rasch zu, während der Regenfall reichlich wird. Im allgemeinen erfolgt nach Loomis der Hauptregenfall nicht im Zentrum selbst, sondern bedeutend östlich von diesem.

Digitized by Google

Dasselbe Ergebnis erhält Mohn in seinem Sturmatlas [1]), dass nämlich auf der vorderen, also auf der östlichen Seite, Feuchtigkeit und Wolkenmenge zunehmen, und dass daselbst starker und anhaltender Regen oder Schnee fällt.

Indessen sind weniger entwickelte Cyklonen, insbesondere solche, welche die Neigung haben, sich rasch auszufüllen, nicht selten ohne Regenfall; viele solcher Fälle lassen sich aus den Wetterkarten der Seewarte zusammenstellen.

In den Tropen sind die Verhältnisse bezüglich der Niederschläge nicht viel anders, wie in höheren Breiten, nur meist noch ausgesprochener.

Der Regenfall kann an und für sich keine bedeutenden Aenderungen des Luftdruckes hervorbringen, sonst müssten rein örtliche Regengüsse stets von einem Fallen des Barometers begleitet sein, wenn auch eine deutliche Wirbelbewegung nicht vorhanden ist. Zudem müssten in den Tropen bei den ausserordentlich starken Regengüssen die Luftdruckschwankungen sehr beträchtlich sein, was in der That fast nie der Fall ist.

Die Entstehung einer Cyklone kann hauptsächlich auf zweierlei Art geschehen: 1. Auf einem Gebiete mit ziemlich gleichförmig verteiltem Luftdrucke, welches von zwei oder mehreren Gebieten hohen Luftdruckes begrenzt ist und sich durch höhere Wärme und Wasserdampf (auch in den höheren Regionen) von der Nachbarschaft unterscheidet, so dass ein Aufsteigen und Abfliessen der Luft in der oben angegebenen Weise bedingt ist, entwickelt sich ein Gebiet niedrigen Luftdruckes, eine barometrische Depression, und durch die hinzutretenden Wirkungen der Erdrotation und der Zentrifugalkraft entsteht der Wirbel oder die Cyklone, eine Entstehungsart, die den tropischen Wirbelstürmen eigen ist, oder 2. es bildet sich am Rande einer schon bestehenden Cyklone in dem Bereiche der cyklonalen Luftbewegung ein sekundäres Minimum (Teilminimum), welches zuerst gewöhnlich durch Ausbuchtung der Isobaren angedeutet ist. Diese Ausbuchtung verschwindet entweder sehr rasch, oder bildet sich zur selbständigen Cyklone aus, wobei das Hauptminimum in der Regel verschwindet. Der letztere Vorgang ist in den ektropischen Zonen der gewöhnlichere.

Gestalt und Ausdehnung der Cyklonen.

Die Cyklonen der Tropen unterscheiden sich von denjenigen höherer Breiten, abgesehen von der grösseren Heftigkeit der Luftbewegung in denselben, hauptsächlich durch den geringeren Umfang und die mehr abgerundete, dem Kreise sich nähernde Form. Ausserhalb der Wendekreise ist die Gestalt der Cyklonen ausserordentlich verschieden. Entschieden vorherrschend ist die elliptische Form. Als

[1]) Mohn: Det norske meteorologiske Storm-Atlas udgivet med Bistand af Vodenskabnels. Kabel i Christiania 1860.

Digitized by Google

Verhältnis der längeren Achse zur kürzeren fanden Loomis[1]) als Mittel aus einem 3jährigen Zeitraum für Nordamerika 1,94, aus den Hoffmeyer'schen Karten für 1874—76 für den Atlantischen Ozean 1,70, und Verfasser dieses[2]) aus dem Zeitraum 1876—80 (77 Fälle) 1,78 (für die kältere Jahreszeit 1,75, für die wärmere 1,82). Hiernach nähert sich die Form der Cyklonen auf dem Atlantischen Ozean mehr dem Kreise und weicht von diesem in Amerika am meisten ab. Die elliptische Form der Cyklonen ist hauptsächlich durch die Lage der angrenzenden Maxima bedingt. Liegen nämlich zwei Maxima entgegengesetzt zu beiden Seiten der Cyklone, so wird diese sozusagen zusammengedrückt und nimmt eine ovale Form an. Ausserdem nimmt der Einfluss der Erdrotation mit der Breite zu, welcher Umstand auf die Form der Cyklonen nicht ohne Einfluss sein dürfte. Aus der ovalen Form folgt nach Loomis noch nicht, dass die Zentrifugalkraft in unseren Breiten fast ganz zurücktreten müsse.

Durch Benutzung desselben Materials erhielt Loomis für die Richtung der grösseren Achse folgende Mittelwerte (der Winkel [Azimut] ist von N über E nach S zu zählen):

1. Für die Vereinigten Staaten:

Azimut	% der Fälle	Azimut	% der Fälle	Azimut	% der Fälle
0—10°	7	60—70°	3	120—130°	1
10—20	8	70—80	7	130—140	3
20—30	7	80—90	4	140—150	3
30—40	15	90—100	6	150—160	3
40—50	10	100—110	4	160—170	3
50—60	9	110—120	3	170—180	4

2. Für den Nordatlantischen Ozean:

0—10°	8	60—70°	5	120—130°	4
10—20	7	70—80	6	130—140	6
20—30	7	80—90	6	140—150	4
30—40	8	90—100	3	150—160	2
40—50	9	100—110	5	160—170	2
50—60	8	110—120	2	170—180	8

Nach meinen Untersuchungen (Typische Witterungserscheinungen) ergaben sich für Europa folgende Lagen der längeren Achse:

1.	Oktober bis März							
	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE
	9	3	11	5	10	1	6	3
2.	April bis September							
	3	3	4	6	6	1	4	1
3.	Jahr							
	12	6	15	11	16	2	10	5

Die mittlere Richtung der grossen Achse ist für die Vereinigten Staaten N 36° E, für den Atlantischen Ozean übereinstimmend N 35° E, für Europa ist die nordöstliche bis östliche Richtung überwiegend, und scheint dieselbe von der Jahreszeit wenig abhängig zu

[1]) Loomis: Contrib. of Met. XI Paper. Amer. Journ. of sc. and astr. Vol. XVIII. July 1879.

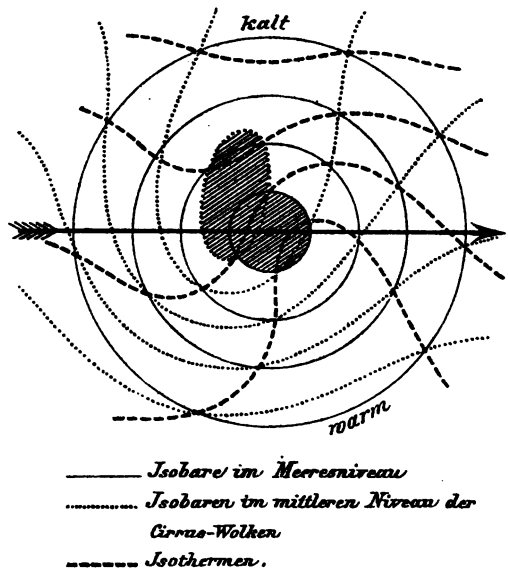
[2]) Van Bebber: Typische Witterungsersch. in „Aus dem Archiv d. Seewarte". V. 1882. S. 45.

Digitized by Google

sein. Die Resultate stimmen also für das ganze Gebiet zwischen Felsengebirge und Ural im allgemeinen ganz gut überein, und diese Uebereinstimmung deutet auf eine allgemein wirkende Ursache hin, welche in der mittleren Luftdruckverteilung und in dem Einflusse der Erdrotation zu suchen sein dürfte.

Ist das Depressionsgebiet umfangreich und von länglicher Form, so befinden sich in demselben nicht selten zwei Depressionszentren, von welchen jedes sein eigenes Windsystem besitzt, wobei indessen beide durch eine neutrale Zone mit schwachen, veränderlichen Winden geschieden sind. Gewöhnlich entwickelt sich eines von diesen beiden Depressionszentren auf Kosten des andern, welch letzteres sich dann

Fig. 84.



rasch ausfüllt. Auch drei und noch mehr Depressionszentren kommen in demselben Gebiete niedrigen Luftdruckes vor; gewöhnlich sind diese dann von unbedeutender Tiefe und von schwacher Luftbewegung umgeben, aber für die Witterungsverhältnisse oft von hervorragender Bedeutung.

Der Umfang der Cyklonen ist sehr verschieden; derselbe ist in den Tropen gewöhnlich sehr gering und nimmt mit zunehmender Breite rasch zu. In unseren Gegenden ist der Umfang der Depressionsgebiete meist erheblich. Loomis bemerkt, dass der Durchmesser einer Depression mit einem Windsystem häufig 1600 engl. Meilen beträgt, während Depressionen mit mehreren Zentren und mehreren Windsystemen oft 6000 engl. Meilen umfassen. In Europa beherrscht nicht selten eine Cyklone mit einem einzigen Zentrum die

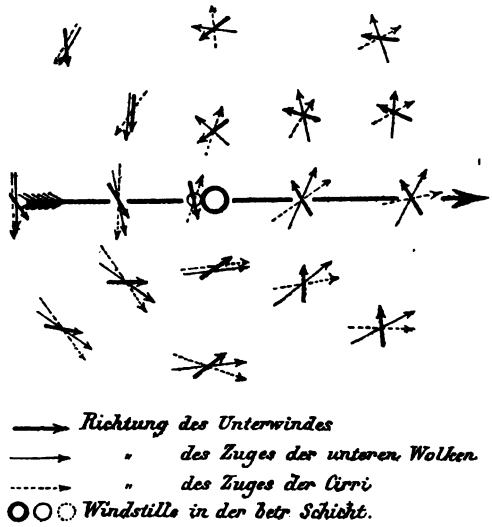
Digitized by Google

Luftbewegung des ganzen Erdteils und greift noch manchmal über denselben weit hinaus. Andererseits beschränken sich in unseren Breiten ausgeprägte Cyklonen mit heftiger Luftbewegung nur sehr selten auf kleine Distrikte, wie es z. B. bei Gewitterstürmen zuweilen vorkommt.

Ueber die Höhe der Cyklonen fehlen noch sichere Anhaltspunkte, indessen scheint sicher zu sein, dass die Höhe im allgemeinen um so grösser ist, je grösser der Umfang des Depressionsgebietes ist. Jedenfalls ist bei unseren Cyklonen der horizontale Durchmesser an der Erdoberfläche in der Regel um viele hundert Mal grösser, als die Höhe der Cyklone.

Da wegen der ungleichen Wärmeverteilung die Luftdruckabnahme

Fig. 85.



mit der Höhe in allen Teilen der Cyklone nicht nach demselben Verhältnis erfolgen kann, so muss auch die Form der Cyklonen mit der Höhe sich ändern. Insbesondere muss auf der Westseite, wo die gewöhnlich kältere Luft aus nördlicheren Gegenden zuströmt, der Luftdruck rascher nach oben hin abnehmen, als auf der Ostseite, welcher in der Regel wärmere Luft zugeführt wird. Bezeichnen wir der Kürze wegen die Verbindungslinie des Zentrums in der Höhe mit demjenigen an der Erdoberfläche mit dem Ausdrucke „Achse" der Cyklone, so wird diese nach der Seite hinfallen, an welcher der Luftdruck mit der Höhe am raschesten abnimmt. Ob diese Achse vorwärts oder rückwärts oder seitwärts zur Bewegungsrichtung der Cyklone gerichtet ist, hängt daher lediglich von den Temperaturverhältnissen der gesamten Luftmassen in der unmittelbaren Umgebung der Cyklone ab, so dass jene sich nach der kälteren Seite

Digitized by Google

hinneigt, die ja in unseren Gegenden gewöhnlich nach Norden liegt. Indem ich für eine grosse Anzahl Cyklonen die Luftdruckverteilung für die Höhe von 2500 m berechnete, erhielt ich das Ergebnis, dass das Zentrum des Wirbels in der Höhe durchschnittlich nach der linken Seite der Bahn verschoben und die Form der Cyklone weniger ausgeprägt ist, als an der Erdoberfläche (Typische Witterungserscheinungen S. 26). Die Fig. 84 u. 85 veranschaulichen nach Köppen die Druckverteilung und die Luftbewegung an der Erdoberfläche und in der Höhe, sowie die Lage des Wirbelzentrums in der Höhe.

Die Luftbewegung in Cyklonen.

In meinem Handbuche der ausübenden Witterungskunde, 2. Teil, habe ich die Luftbewegung innerhalb der Cyklonen sowohl an der Erdoberfläche als auch in den verschiedenen Höhen eingehend betrachtet und aus diesen Betrachtungen eine Reihe wichtiger Ergebnisse zusammengestellt. Indem wir auf jene Auseinandersetzungen verweisen, wollen wir hier nur die Hauptresultate wiedergeben. Fig. 85 veranschaulicht die Luftbewegungen an der Erdoberfläche und in der unteren und oberen Wolkenregion.

a. Gradient und Winde an der Erdoberfläche.

1. Für West- und Nordwesteuropa liegen die steilsten Gradienten auf der Südseite (in den Südost-Südwest-Segmenten), die kleinsten auf der Nordseite.

2. Daher sind die südwestlichen Winde durchschnittlich am stärksten, und die östlichen in der Regel am schwächsten.

3. Der Winkel, welchen die Windrichtung mit dem Gradienten bildet, ist auf dem Meere grösser als auf dem Lande, grösser in der wärmeren Jahreszeit als in der kälteren, grösser in den Cyklonen als in den Anticyklonen, grösser auf der Rückseite und kleiner auf der Vorderseite der Cyklonen (letzteres umgekehrt in den östlichen Vereinigten Staaten).

4. Der Wind ist in allen Teilen der Cyklone nach innen hin gerichtet, und es nähert sich im allgemeinen die Windbahn einer logarithmischen Spirale.

5. Die Windstärke nimmt im allgemeinen zu mit dem Gradienten; sie ist am kleinsten im Zentrum der Cyklone sowohl als der Anticyklone und in der Region zwischen zwei Depressionen vom Innern des Maximums nimmt sie nach Massgabe der Abnahme des Luftdruckes beständig zu und erreicht ein Maximum in der Nähe des Zentrums der Cyklone.

6. Die mittlere Windgeschwindigkeit für denselben Gradienten ist im Sommer merklich grösser als im Winter.

7. Bei demselben Gradienten haben die nördlichen und östlichen Winde die grössere Intensität.

Digitized by Google

b. Zug der unteren Wolken.

1. Die unteren Wolken ziehen in den allermeisten Fällen aus einem Punkte des Horizontes, der rechts vom Unterwinde liegt, und zwar steht ihre mittlere Richtung fast senkrecht zum Gradienten oder ist nahezu parallel zur Tangente der Isobaren.

2. Auf der Vorderseite der Cyklone ist der Winkel des Zuges der unteren Wolken mit dem Gradienten etwas grösser als 90^0, so dass sich in dieser Region die Luft von der Cyklone nach dem höheren Drucke entfernt.

c. Zug der oberen (Cirrus-)Wolken.

1. Die Cirruswolken ziehen fast stets rechts sowohl von der Richtung des Unterwindes als von derjenigen des unteren Wolkenzuges.

2. In der Region der Cirruswolken bewegt sich die Luft über der Cyklone nach dem Maximum, und zwar ist das Ausströmen am schwächsten in der Umgebung des zentralen Raumes, und nimmt von dort an nach aussen hin zu.

3. Die mittlere Richtung der Cirrusbewegung bildet mit den Isobaren fast denselben Winkel nach aussen, als der Unterwind nach innen. Nahezu dürfte die Richtung der Isobaren die mittlere Strömungsrichtung der Gesamtluftmasse darstellen.

4. Auf der Rückseite einer Cyklone haben die Cirruswolken in Europa nahezu gleiche Richtung mit den unteren Wolken und dem Unterwind.

5. Auf der Vorderseite einer Cyklone findet das grösste Einströmen an der Erdoberfläche, dagegen das grösste Abströmen in der Höhe statt.

6. Es ist anzunehmen, dass die Südostwinde auf der Vorderseite einer Cyklone kaum die halbe Höhe von derjenigen der Nordwestwinde auf der Rückseite erreichen.

7. Bei Annäherung einer neuen Cyklone scheinen die unteren Luftströmungen die Windfahne eher zu beeinflussen, als die oberen.

8. Die Lage des oberen Zentrums der Cyklone zu derjenigen an der Erdoberfläche ist abhängig von der Temperaturverteilung; im Winter liegt dasselbe für unsere Gegenden vorzugsweise links von der Bahn nach vorne, im Sommer links nach hinten.

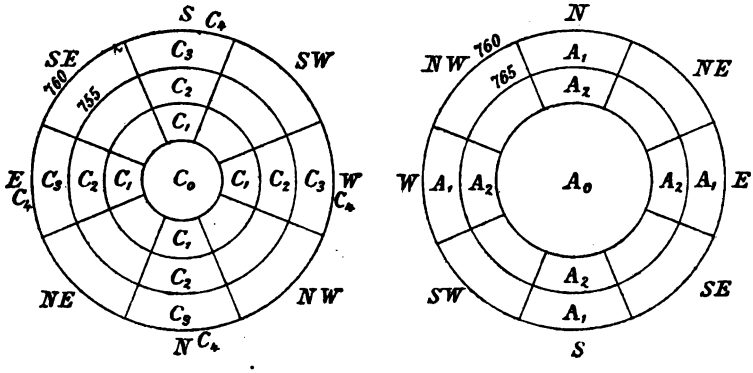
Die Verteilung der meteorologischen Elemente in den Cyklonen und Anticyklonen.

Um die Verteilung der meteorologischen Elemente in den Cyklonen und Anticyklonen näher kennen zu lernen, benutzte ich hauptsächlich zwei Untersuchungen, welche um so schätzenswerter sind, weil sie sich direkt miteinander vergleichen lassen, nämlich diejenige

Digitized by Google

von Hildebrandsson[1]) für Upsala und die von Krankenhagen für Swinemünde[2]). Ersterer benutzte zu seiner Untersuchung die Hoffmeyer'schen Wetterkarten vom September 1873 bis September 1876, die Manuskriptkarten des dänischen Instituts von 1868 und der ersten Hälfte 1869, sowie die Karten des schwedischen Instituts von 1877. Für die Cyklonen und Anticyklonen unterschied Hildebrandsson je 5 Zonen nach untenstehender schematischer Darstellung: C_1 = Barometer unter 745 mm, C_2 = Bar. 745—755 mm, C_3 = Bar. 755—760 mm, A_1 = Bar. 760—765 mm, A_2 = Bar. über 765 mm. Je nach den 8 Richtungen der Gradienten wurde jede Zone in 8 Regionen ein-

Fig. 86.



geteilt, so dass also, wenn wir noch den inneren Raum des Minimums (C_0) und des Maximums (A_0), sowie die Zone zwischen dem Maximum und dem Minimum (M) hinzurechnen, im ganzen 43 Regionen entstehen.

Krankenhagen bearbeitete den Zeitraum vom 16. Februar 1876 bis zum 31. Dezember 1883 für Swinemünde. Hier bedeutet: C = Cyklone, A = Anticyklone, N_1 = neutrale Lage, wo zwei Cyklonen zusammenstossen, Barometer unter 760 mm, N_2 ebenso, aber Barometer über 760 mm, N_3 = Minimum im NW und auch im NE, V = Lage im Gebiete eines kleinen Teilminimums, auf den Karten besonders durch grössere Ausbuchtung der Isobaren markiert.

Die folgenden Tabellen enthalten die Abweichungen der Temperatur von ihren Normalwerten um 8^h a. m. für Upsala und Swinemünde, und zwar für die kältere (Oktober bis März) und für die wärmere Jahreszeit (April bis September).

---

[1]) Sur la distribution des éléments météorologiques autour des minima et des maxima barométriques. Nova Act. Soc. Upsala. Ser. III. 1883.

[2]) Beitrag zum Studium der barom. Minima und Maxima. Stettin 1885. Schulprogramm.

Digitized by Google

	Upsala (Winter):						Upsala (Sommer):					
	C_1	C_2	C_3	A_1	A_2	Mittel	C_1	C_2	C_3	A_1	A_2	Mittel
N	− 5,0	+ 3,0	+ 3,0	+ 3,4	+ 0,2	+ 2,92	± 0,0	+ 0,7	+ 0,1	+ 1,7	+ 0,9	+ 0,68
NE	− 0,6	− 1,3	+ 0,9	− 0,0	− 4,0	− 0,99	− 4,8	− 1,4	− 0,6	− 0,2	− 0,7	− 1,56
E	− 2,7	− 4,8	− 3,8	− 4,0	− 6,7	− 4,41	− 3,0	− 3,5	− 1,6	− 1,6	− 1,9	− 2,32
SE	+ 1,6	− 0,0	+ 1,3	− 3,2	− 2,6	− 1,23	− 2,9	− 2,7	− 4,2	− 0,4	− 1,4	− 2,33
S	+ 1,9	+ 0,9	− 3,1	− 2,7	− 1,0	− 0,89	+ 3,1	− 0,8	− 0,5	− 0,9	+ 0,4	+ 0,25
SW	+ 1,9	− 0,6	+ 2,0	− 0,8	+ 0,8	+ 0,64	+ 2,2	+ 0,6	+ 1,1	− 0,2	+ 3,0	+ 1,34
W	+ 3,5	+ 1,7	+ 3,0	+ 1,4	+ 1,5	+ 2,22	+ 1,0	+ 0,5	+ 2,0	+ 0,7	+ 0,0	+ 0,86
NW	+ 4,3	+ 3,6	+ 2,0	+ 2,0	+ 0,3	+ 2,60	+ 0,4	+ 1,1	+ 0,9	+ 1,6	+ 1,8	+ 1,20
Mittel	+ 1,45	+ 0,32	+ 0,75	− 0,48	− 1,43		− 0,47	− 0,69	− 0,34	+ 0,09	+ 0,25	

$C_0 = + 1{,}32$, $M = - 3{,}00$, $A_0 = - 1{,}86$, $C_0 = - 2{,}45$, $M = + 0{,}31$, $A_0 = + 0{,}14$.

Swinemünde:

		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Mittel	N_1	N_2	N_3	V	A_0
Winter Sommer	C	− 0,8	− 1,9	− 2,0	− 1,8	− 1,3	+ 1,6	+ 1,5	+ 1,2	− 0,3	− 0,4	+ 0,7	− 0,4	+ 1,5	+ 0,6
	A	+ 0,9	− 0,7	− 0,3	− 1,2	− 1,3	+ 0,8	+ 0,8	+ 2,7	− 0,1					
	C	+ 1,9	+ 0,6	− 1,0	+ 0,2	− 2,3	− 2,2	− 1,0	+ 2,3	+ 0,8	− 1,7	− 2,1	+ 2,8	+ 0,8	− 2,2
	A	+ 1,2	+ 2,0	− 0,2	− 0,9	− 2,1	− 2,1	− 1,3	− 1,2	− 0,4					

Sommer:

	C_2	C_3	C_4	A_1	A_2
N	− 1,4	− 0,6	− 0,2	+ 0,4	+ 1,4
NE	− 3,4	− 1,6	− 0,9	− 0,9	− 0,6
W	+ 1,6	+ 1,3	−	+ 1,6	+ 0,2
NW	+ 0,1	+ 2,2	+ 1,3	+ 2,9	−

Winter:

	C_1	C_2	C_3	C_4	A_1	A_2
	+ 1,2	+ 1,9	+ 2,2	+ 2,2	+ 1,3	+ 1,2
	−	− 0,1	+ 0,7	+ 1,0	+ 1,0	+ 2,2
	−	− 0,5	− 1,9	−	− 0,4	− 1,6
	+ 3,1	+ 3,1	+ 1,6	+ 0,8	− 0,7	− 1,4

Aus diesen Tabellen geht hervor, dass an beiden Stationen, sowohl bei Cyklonen als auch bei Anticyklonen, sowohl im Winter als auch im Sommer, die Temperatur (um 8^h a. m.) unter dem Mittel liegt, wenn der Gradient nach Osten hin gerichtet ist (also auf der Westseite der Cyklone resp. Ostseite der Anticyklone unter dem Einflusse der nördlichen Winde). Indessen zeigt sich bei Swinemünde im Winter nur insofern eine Ausnahme, als bei der Anticyklone alle Gradienten, die eine westliche und südliche Komponente haben, negative Abweichungen aufweisen, so dass also nur noch positive Abweichungen bei nach Nord und Nordost gerichteten Gradienten bei der Anticyklone im Winter vorhanden sind (also Maximum im Süden und Südwesten).

Die Abhängigkeit der Temperatur von der Bewölkung spiegelt sich dadurch ganz deutlich ab, dass an beiden Stationen im Winter in der Cyklone die Temperatur über dem Mittelwerte, in der Anticyklone unter demselben liegt; im Sommer erhebt sich dieselbe in den Maxima (A_1 und A_2) durchschnittlich nur wenig oder gar nicht über dem Mittel, in der Cyklone liegt sie unter demselben.

Hervorzuheben ist ferner, dass in Upsala im Winter die Temperatur nach dem Innern der Cyklonen hin von allen Seiten zunimmt; für Swinemünde ist dieses nur für die nach Nordwest gerichteten Gradienten (Maximum im Südosten) der Fall, wogegen bei den nach Nord und Nordost gerichteten die Temperatur nach aussen hin wächst.

Das innere Gebiet der Anticyklone zeigt im Winter die tiefsten, im Sommer die höchsten Temperaturen, und zwar sind in Upsala die

Digitized by Google

negativen Abweichungen im Winter und die positiven im Sommer in der Anticyklone am grössten bei einem nach Osten gerichteten Gradienten, dagegen finden sich in Swinemünde die tiefsten Temperaturen in dem zentralen Maximalgebiete bei den Südwest- und Südgradienten. Diese Fälle sind auf das entgegengesetzte Verhalten von Land- und Seewinden zurückzuführen.

In dem neutralen, durch ruhiges, heiteres Wetter ausgezeichneten Teile N_1 und N_2 liegt die Temperatur im Winter unter, im Sommer über dem Durchschnittswerte, nur wenn für Swinemünde eine Cyklone im Nordwesten, eine andere im Nordosten liegt, so gilt das Umgekehrte.

Die Bewölkungsverhältnisse in den Cyklonen und Anticyklonen für die kältere und wärmere Jahreszeit sind durch folgende Tabelle dargestellt (die Bewölkung bezieht sich für Upsala auf 8^h und 10^h a. m., für Swinemünde auf 8^h a. m.):

Wolkenmenge zu Upsula:

		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Mittel	C_0	N	A_0
Winter	C	6,3	3,6	5,7	9,5	9,4	9,6	9,2	8,7	7,7	8,6	2,3	6,8
„	A	7,2	6,0	4,4	9,0	8,4	9,4	9,0	8,6	7,8			
Sommer	C	6,5	3,5	6,4	9,0	9,0	8,8	8,1	7,1	7,3	9,7	2,3	2,8
„	A	5,2	3,5	4,9	5,3	6,8	5,6	4,4	6,6	5,2			

Wolkenmenge zu Swinemünde:

		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Mittel	N_1	N_2	N_3	V	A_0
Winter	C	8,8	7,8	8,5	9,0	10,0	8,8	8,0	8,2	8,2	7,8	6,8	8,5	8,5	5,0
„	A	6,8	6,0	5,2	6,8	7,2	7,2	7,2	4,5	6,5					
Sommer	C	7,8	8,2	8,2	9,0	8,8	5,5	6,2	7,2	7,5	6,5	5,0	7,2	7,8	3,2
„	A	5,8	6,2	4,8	4,5	5,2	3,5	2,5	2,0	4,8					

Hieraus folgt für beide Stationen die grössere Bewölkung im Winter und in den Cyklonen. Der Einfluss der Ostsee spricht sich insofern aus, als die Bewölkung am stärksten ist, wenn der Gradient nach Süden und Südosten gerichtet ist, also bei nordöstlichen Winden, welche Verhältnisse für das deutsche Binnenland wohl nicht massgebend sind. In Upsala ist die geringste Bewölkung bei den nach Nordost gerichteten Gradienten, also bei Landwinden, in Swinemünde in den Cyklonen bei Südwestgradienten im Sommer, in den Anticyklonen im Winter und Sommer bei West- und Nordwestgradienten, also ebenfalls bei Landwinden.

Nach den Untersuchungen von Hildebrandsson ist im Sommer in Upsala die Nimbuswolke häufiger als im Winter, häufiger in der Cyklone als in der Anticyklone, häufiger bei Nordwest- und Südwestgradienten, als bei Nordost- und Ostgradienten. Die Stratocumuluswolke (gewellter Wolkenteppich im Hildebrandsson'schen Sinne) dagegen ist viel häufiger im Winter als im Sommer. Während der heissesten Monate Juni-August fehlt sie ganz. Diese Wolkenform erscheint öfter in der Anticyklone als in der Cyklone, ihre Masse scheint unabhängig von der Richtung des Gradienten.

Gleichförmige Bedeckung des ganzen Himmels mit einem dichten niedrigen Wolkenteppich, in welchem man weder Form noch Be-

Digitized by Google

wegung unterscheiden kann, ist im Winter häufiger als im Sommer; am häufigsten kommt diese Erscheinung in Upsala auf der Nordseite der Cyklone und Anticyklone vor. Die Cumuluswolke, welche gewöhnlich auf der Rückseite der Cyklonen auftritt, ist dem Sommer eigentümlich, im Winter dagegen ist sie sehr selten. Die Cumulostratus- oder Gewitterwolke ist am häufigsten auf der Vorderseite im Südosten vom Zentrum der Cyklonen, und zwar übereinstimmend in Skandinavien und Frankreich. Die Cirruswolken, welche in den meisten Fällen durch die unteren Wolken verdeckt sind und sich so unseren Beobachtungen entziehen, scheinen hauptsächlich auf der Rückseite der Depressionen aufzutreten, insbesondere aber auf dem Gebiete zwischen zwei Minima. In diesem letzteren Falle zeigen sich dieselben ausserordentlich schön und ausgeprägt, so dass man bei Erscheinen derselben nach Vorübergang einer Cyklone mit sehr grosser Wahrscheinlichkeit auf das Herannahen einer neuen Cyklone schliessen kann. — Die Cirrocumuluswolke ist bei tiefem Luftdrucke selten, am häufigsten bei hohem Luftdrucke im Sommer. — Die Cirrostratuswolke, welche sich hauptsächlich im Südosten und Süden des Depressionszentrums zeigt, breitet sich weithin über die benachbarten Maxima aus und gilt als ein Vorbote einer herannahenden Cyklone.

Die relative Feuchtigkeit wächst in der Regel nach dem Innern der Cyklone hin. Für Swinemünde ergaben sich als mittlere Werte für alle 8 Gradienten: $C_2 = 83\,\%$, $C_3 = 79\,\%$, $C_4 = 79\,\%$, $A_1 = 77\,\%$, $A_2 = 77\,\%$.

Bemerkenswert ist die grosse Nebelhäufigkeit auf dem Gebiete zwischen Cyklone und Anticyklone; ein langes Band nebeligen Wetters zieht sich oft über ganze Länderstrecken zwischen dem niedrigsten und höchsten Luftdruck hinweg. Für Swinemünde fällt die grösste Nebelhäufigkeit im Winter mit dem barometrischen Maximum zusammen und dieses dürfte für Deutschland überhaupt massgebend sein. Für Upsala und Swinemünde zeigt sich eine Abnahme der Nebel nach dem Zentrum der Cyklone hin. Uebereinstimmend ist ferner der Umstand, dass die Nebelhäufigkeit bei den nach Osten bis Südwesten gerichteten Gradienten gringer ist, als bei den übrigen.

Von besonderem Interesse sind folgende Tabellen, welche die Regenhäufigkeit für Upsala und Wäderöbod, für Swinemünde Regenhäufigkeit und Regenmenge veranschaulichen, wobei für die beiden ersteren ein Tag als Niederschlagstag gezählt wird, wenn es vor Mittag geregnet hatte.

Regenwahrscheinlichkeit für Upsala:

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C_0	M	A_0
20	12	29	55	49	55	45	45	67	6	10

$C_1 = 56$, $C_2 = 47$, $C_3 = 32$, $A_1 = 24$, $A_2 = 38$.

Regenwahrscheinlichkeit für Wäderöbod:

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C_0	M	A_0
16	7	7	22	30	27	51	36	60	9	4

$C_1 = 55$, $C_2 = 32$, $C_3 = 26$, $A_1 = 12$, $A_2 = 11$.

Digitized by Google

Niederschläge für Swinemünde.

Sommer:

a) Cyklonen.

		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Mittel	N_1	N_3	V
Wahrscheinlichkeit	4—12h a. m.	48	41	48	50	52	19	26	40	41	19	33	40
	letzte 24 St.	70	64	62	55	43	31	28	61	56	43	56	52
	nächste 24 St.	64	49	48	61	71	63	60	62	59	33	70	63
Menge	letzte 24 St.	4,0	4,9	3,7	2,8	2,4	1,3	0,5	2,7	3,1	1,5	2,2	2,4
	nächste 24 St.	2,6	2,5	2,1	4,6	7,1	1,9	3,4	2,8	3,0	2,1	3,0	3,0

b) Anticyklonen.

		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Mittel	N_2	A_0		
Wahrscheinlichkeit	4—12h a. m.	17	15	9	12	19	7	3	5	12	10	0		
	letzte 24 St.	35	40	19	24	21	13	9	32	26	21	7		
	nächste 24 St.	30	21	12	12	25	13	23	47	21	25	7		
Menge	letzte 24 St.	0,9	1,2	1,0	0,2	0,5	0,0	0,2	0,4	0,7	0,6	0,1		
	nächste 24 St.	0,9	0,5	0,3	0,2	0,1	0,4	1,1	0,5	0,5	0,6	0,1		

Winter:

a) Cyklonen.

		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Mittel	N_1	N_3	V
Wahrscheinlichkeit	4—12h a. m.	49	43	71	50	69	29	38	48	47	38	35	54
	letzte 24 St.	70	81	81	75	69	37	49	62	66	72	62	62
	nächste 24 St.	69	58	60	58	85	61	63	74	66	64	67	70
Menge	letzte 24 St.	2,1	2,5	3,4	5,5	3,7	1,3	1,2	1,6	2,0	2,3	2,1	2,5
	nächste 24 St.	2,3	1,2	1,4	2,9	4,5	1,6	2,1	2,2	2,0	2,5	1,7	1,8

b) Anticyklonen.

		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Mittel	N_2	A_0		
Wahrscheinlichkeit	4—12h a. m.	11	15	27	38	33	13	12	7	16	8	6		
	letzte 24 St.	25	31	42	25	37	21	21	9	25	30	10		
	nächste 24 St.	20	36	45	25	28	24	18	25	27	21	12		
Menge	letzte 24 St.	0,5	0,9	0,7	0,5	0,4	0,3	0,3	0,2	0,5	0,4	0,1		
	nächste 24 St.	0,3	0,7	0,6	0,1	0,6	0,2	0,1	0,8	0,4	0,5	0,1		

Nach der Höhe des Barometerstandes gebildete Gruppen

		Sommer:						Winter:						
		C_2	C_3	C_4	A_1	A_2	A_0	C_1	C_2	C_3	C_4	A_1	A_2	A_0
Wahrscheinlichkeit	4—12h a. m.	60	30	33	15	10	0	62	53	40	36	26	13	6
	letzte 24 St.	71	52	45	35	19	7	89	72	64	50	38	21	10
	nächste 24 St.	72	59	42	30	15	7	83	72	60	55	44	22	12
Menge	letzte 24 St.	4,5	2,6	2,1	1,0	0,5	0,1	4,0	2,1	1,5	1,3	0,8	0,3	0,1
	nächste 24 St.	4,3	2,7	1,6	0,7	0,4	0,1	2,6	2,3	1,6	1,5	0,9	0,3	0,1

Digitized by Google

Also in Upsala, am Kattegatt und an der Odermündung nimmt die Regenhäufigkeit und in letzterer Gegend auch die Regenmenge mit der Zunahme des Luftdruckes ab. Liegt die Station auf der Südwestseite der Cyklone, so regnet es in Upsala und Wäderöbod am wenigsten, dagegen fällt in Swinemünde am wenigsten Regen auf der Vorderseite (im Osten und Nordosten), eine Thatsache, welche mit der gewöhnlichen Ansicht nicht im Einklange steht, dass sowohl Regenmenge als auch Regenhäufigkeit auf der Vorderseite einer Depression am grössten sind, ebensowenig mit der oben erwähnten, von Loomis ausgesprochenen Behauptung, dass sowohl in Nordamerika wie in Europa die Ostseite der Cyklone die regenreichere sein soll. Jedenfalls ist dieses eigentümliche Verhalten von Swinemünde aus der Thatsache zu erklären, dass für diesen Ort die Winde auf der Nord- und Westseite einer Cyklone Seewinde, dagegen die auf der Süd- und Ostseite Landwinde sind.

Die meinen Untersuchungen über „Typische Witterungserscheinungen" [1]) entnommene Tabelle auf S. 299 gibt einigen Aufschluss darüber, inwiefern diese Verhältnisse auch für die übrigen Gebietsteile gelten.

Nach dieser Tabelle nimmt die Regenmenge und Regenhäufigkeit beim Vorübergange einer Depression im Sommer und Winter für den Nordquadranten meist zu, für den Südquadranten ab. Für den Ostquadranten wächst, insbesondere im Winter, die Regenmenge, für den Westquadranten nimmt sie ab, und zwar scheint dieses auch für die Fälle zu gelten, in welchen derselbe Zeitraum auf die Vorderseite (letzte 24 Stunden) und auf die Rückseite (nächste 24 Stunden) sich bezieht. Im allgemeinen ist hiernach in unseren Gegenden die Vorderseite einer Cyklone regenreicher als die Rückseite, wobei indessen die oben erwähnte Ausnahme für den mittleren Teil der deutschen Ostseeküste bestehen bleiben kann. Auch für eine Anzahl anderer Orte im Windschatten der Alpen (Wien) und des Riesengebirges (Breslau, Zechen, Görlitz) ist von Hann (Oesterr. Zeitschr. 1875, S. 13) nachgewiesen, dass die grösste Regenmenge bei West- und Nordwestwinden fällt, also ebenso wie in Swinemünde auf der Rückseite der Cyklone (dagegen in der norddeutschen Niederung bei Südwestwinden).

Nach den Untersuchungen von Krankenhagen ist die Häufigkeit der Gewitter am grössten an der Ost- und Südostseite der Minima, dagegen ausserordentlich gering an der Nord- und Westseite derselben. Eine ausgesprochene Abhängigkeit der Gewitter vom Barometerstande ist nicht vorhanden.

Fig. 87 veranschaulicht schematisch die Witterungsvorgänge beim Vorübergange einer ostwärts fortschreitenden Depression für Swinemünde, während Fig. 88 diese Erscheinungen für die britischen Inseln (nach Abercromby) darstellt.

Eine klare Uebersicht der Wirkung einer vorüberziehenden Depression auf Wind und Wetter in unseren Gegenden gibt Fig. 89. Der grosse Pfeil bezeichnet die Fortpflanzungsrichtung der Depression,

[1]) Siehe Archiv der Seewarte 1882, Nr. 3 und 1886, Nr. 2.

Digitized by Google

Lage der Depressionszentren:

Dänemark und Südschweden; tags vorher: über der Südhälfte der britischen Inseln und der Nordsee; tags nachher: am Finnischen Busen und Umgebung.

I. Oktober bis März:

Zahl der Fälle 21 (für letzte 24 St. = 14).

Ort	Regenwahrscheinlichkeit letzte 24 St.	Regenwahrscheinlichkeit nächste 24 St.	Regenmenge letzte 24 St.	Regenmenge nächste 24 St.	Ort	Regenwahrscheinlichkeit letzte 14 St.	Regenwahrscheinlichkeit nächste 24 St.	Regenmenge letzte 24 St.	Regenmenge nächste 24 St.
	Nordquadrant					Ostquadrant			
Stockholm	71	77	3,4	3,7	Neufahrwasser	50	62	1,9	3,4
Christiansund	57	62	2,8	3,4	Memel	64	100	3,0	4,0
Bodö	21	46	2,0	3,7	Riga	57	69	3,5	4,7
					Petersburg	29	74	0,6	4,2
					Pinsk	60	46	1,4	1,2
					Moskau	07	54	0,3	3,5
	Südquadrant					Westquadrant			
Borkum	93	77	7,3	4,8	Keitum	93	69	8,5	2,5
Hamburg	100	85	7,5	4,5	Skudenäess	100	85	7,5	4,5
Swinemünde	71	69	4,3	3,4	Yarmouth	79	69	4,9	2,3
Münster	100	62	5,8	4,1	Shields	86	69	3,0	2,8
Leipzig	57	46	3,5	1,5	Stornoway	64	100	4,6	6,6
München	57	77	3,1	4,2	Valencia	57	46	3,3	2,7

II. April bis September:

Zahl der Fälle 24, resp. 26.

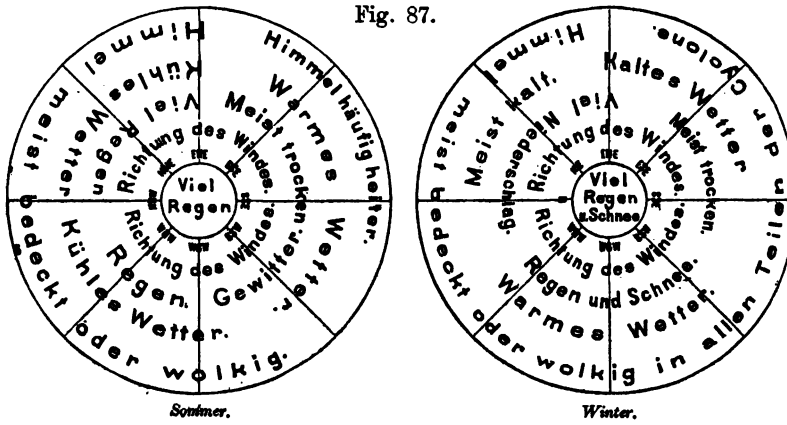
Ort	Regenwahrscheinlichkeit letzte 24 St.	Regenwahrscheinlichkeit nächste 24 St.	Regenmenge letzte 24 St.	Regenmenge nächste 24 St.	Ort	Regenwahrscheinlichkeit letzte 24 St.	Regenwahrscheinlichkeit nächste 24 St.	Regenmenge letzte 24 St.	Regenmenge nächste 24 St.
	Nordquadrant					Ostquadrant			
Stockholm	58	42	3,6	3,2	Neufahrwasser	62	47	3,9	1,4
Christiansund	25	42	1,2	1,2	Memel	69	53	3,1	1,9
Bodö	19	36	0,8	1,3	Riga	50	74	2,9	5,8
					Petersburg	21	74	2,9	1,5
					Pinsk	42	68	3,1	5,0
					Moskau	42	58	2,0	3,4
	Südquadrant					Westquadrant			
Borkum	85	68	8,5	2,7	Keitum	81	47	6,2	1,5
Hamburg	81	79	5,5	3,3	Skudenäess	42	16	5,3	0,5
Swinemünde	81	53	4,6	1,8	Yarmouth	85	63	3,7	2,2
Münster	73	74	4,6	1,2	Shields	65	68	2,9	4,0
Leipzig	62	37	2,2	1,4	Stornoway	50	64	2,0	2,4
München	75	63	4,4	6,4	Valencia	81	79	3,2	4,5

Digitized by Google

die kreisförmigen Linien die Isobaren, die gekrümmten ausgezogenen Pfeile bedeuten die Windbahnen an der Erdoberfläche, die gestrichelten die Richtung der oberen Luftströmungen.

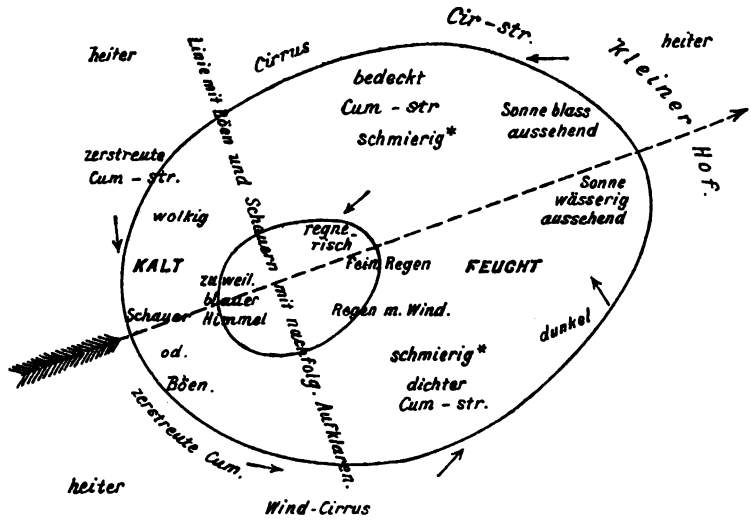
Nehmen wir nun zunächst an, dass eine Depression nördlich von Hamburg vorüberzieht, etwa von den britischen Inseln ostwärts über

Fig. 87.



Das Wetter in den Cyklonen für Swinemünde.

Fig. 88.



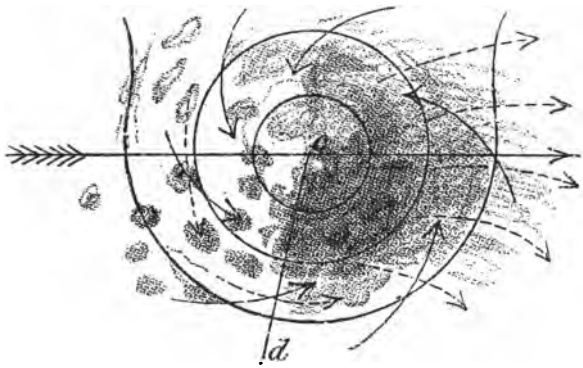
Das Wetter in Cyklonen für die britischen Inseln.

das Skagerrak hinaus nach Skandinavien hin, so lassen sich die hierdurch bedingten Witterungsverhältnisse etwa folgendermassen darstellen. Bei Annäherung der Depression fängt mit nach Südost umgehenden und unter Auffrischen nach Süd, später nach Südwest drehendem Winde und heiterem oder aufklarendem Wetter in der

Digitized by Google

Regel das Barometer an zu sinken; bald darauf erscheinem im Westen langgestreckte Fäden Cirrusstreifen oder ein zarter Wolkenschleier, welcher langsam zum Zenith heraufzieht. Das sind die ersten Vorboten schlechten Wetters, welches im Westen bereits zur Herrschaft gelangt ist, und die mehr oder weniger massenhafte Entwickelung und die Geschwindigkeit dieser Wolkenart deutet in der Regel schon auf die geringere oder grössere Intensität der herannahenden Depression. Die oberen Wolken haben in diesem Falle nicht dieselbe Zugrichtung, wie der Unterwind, sondern beide Richtungen kreuzen sich, wie in der Figur angedeutet ist, fast unter einem rechten Winkel. Allmählich überzieht eine dichtere Wolkenschicht wie ein Teppich den ganzen sichtbaren Himmel, bald tauchen unter dieser Hülle schwarze

Fig. 89.



Regenwolken auf und nun beginnen ausgebreitete und anhaltende Niederschläge meist von nicht sehr erheblicher Intensität, der sogenannte Landregen, der erst nach Vorübergang der Depression sein Ende erreicht. Hat die Linie c d (Aufklarungslinie) den Ort passiert, so dreht der Wind, welcher allmählich unter fortgesetztem Auffrischen nach West umgegangen war, entweder allmählich oder plötzlich in einer mehr oder weniger heftigen Böe nach Nordwest, die Niederschläge haben jetzt ihre grösste Stärke erreicht und werden, indem die Wolkendecke zerreisst, plötzlich unterbrochen. Ein ganz neuer Witterungszustand ist mit einemmal eingetreten: blauer Himmel wechselt jetzt rasch mit schwerem Cumulusgewölk, aus welchem bei böigem, rasch anschwellendem und plötzlich nach nördlicheren Richtungen springendem Winde und bei sprungweisem, oft rapidem Sinken des Thermometers heftige, aber meist nur kurze Zeit andauernde Regen-, Schnee oder Hagelschauer herniederstürzen. Das Barometer, welches vorher seinen tiefsten Stand erreicht hatte, steigt, oft mit ausserordentlicher Geschwindigkeit. Allmählich werden die Böen seltener, der Wind schwächer, die Niederschläge fallen immer spärlicher und hören dann gänzlich auf; die Bewegungen des Barometers werden langsamer, und nach längerer oder kürzerer Zeit heiterer,

Digitized by Google

ruhiger Witterung macht eine im Westen erscheinende neue Depression ihren Einfluss geltend.

Nicht so typisch dagegen sind die Witterungsvorgänge, wenn die Depression südlich an dem Orte vorbeigeht, oder dieser auf der linken Seite der Bahn der Depression gelegen ist. Alsdann zeigen sich zuerst die Cirruswolken oder der Cirrusschleier am südwestlichen Horizont. Während jene, aus Nordost ziehend, den Himmel überziehen, dreht der Wind bei fallendem Barometer gegen die Bewegung des Uhrzeigers. Unter der gleichmässig aschgrauen Decke ist die Entwickelung schwerer Regenwolken viel seltener und die Ausbreitung des Regengebietes ist viel beschränkter als auf der Südseite. Hört der Regen auf, so bleibt noch eine Zeitlang die aschgraue Decke und das Aufklaren geht nur ganz allmählich von statten, nachdem die Depression sich entfernt und das Barometer zu steigen begonnen hat.

Die Wärmeänderungen beim Vorübergange einer Depression sind, insbesondere im Winter, sehr beträchtlich; auf der Vorderseite der Depression wehen südliche Winde, welche meistens warme, feuchte ozeanische Luft in unsere Gegenden hinübertragen, und zudem hemmt die Wolkendecke die Ausstrahlung der Erde; auf der Rückseite dagegen wehen nördliche Winde, welche kalte Luft aus nördlichen Gegenden bringen und ausserdem ist der Wärmeausstrahlung in den Weltenraum kein Hindernis entgegengesetzt.

Geographische Verteilung, Tiefe und Veränderlichkeit der barometrischen Minima [1]).

Bei der grossen Wichtigkeit der Minima in Bezug auf unsere Witterungserscheinungen erscheint es notwendig, das Verhalten der ersteren etwas eingehend zu besprechen. Die barometrischen Minima sind auf die verschiedenen Gebietsteile nicht gleichmässig verteilt, sondern es zeigen sich in ihrer Verteilung ganz bedeutende Verschiedenheiten. Insbesondere macht sich ein Gegensatz von Meer und Kontinent geltend. In Europa treffen wir eine grosse Häufigkeit der Minima in der unmittelbaren Umgebung der britischen Inseln, über der Nordsee, an der norwegischen Küste, über dem südlichen Ostseegebiete und in der Umgebung Italiens. Ein entschiedenes Häufigkeitsmaximum fällt auf Südschweden. Gering verhältnismässig ist die Häufigkeit auf einem breiten Streifen, welcher sich von Spanien ostwärts über das Alpengebiet nach dem Innern Russlands erstreckt; auch auf dem Ozean, in einiger Entfernung von den westeuropäischen Küsten, ist im allgemeinen die Anzahl der Minima nicht so bedeutend, als man es erwarten sollte, insbesondere westlich von den britischen Inseln. Auffallend gering ist die Häufigkeit im Binnenlande Grossbritanniens und Skandinaviens, Südschweden ausgenommen. Hiernach kann man annehmen, dass die Minima am häufigsten in den

[1]) Siehe Van Bebber: Wissenschaftliche Ergebnisse aus den monatlichen Uebersichten der Witterung von 1876—1880. (Weitere Folge.) Jahrg. 1880.

Digitized by Google

Küstengebieten, am seltensten im Binnenlande auftreten. In gebirgigen Gegenden scheinen die Minima nicht sehr häufig zu sein, indessen sind diejenigen Küsten stark frequentiert, in deren Nähe hohe Gebirge sich erheben. Die jährliche Periode der Häufigkeit ist für die einzelnen Gebietsteile sehr verschieden, die gleichmässigste Verteilung über alle Jahreszeiten finden wir in Norddeutschland und Westrussland, ausser in den Ostseeprovinzen, dagegen zeigen sich die grössten Schwankungen an der norwegischen Küste, in der Umgebung Italiens und insbesondere in Südschweden.

Hierbei dürfen wir indessen nicht vergessen, dass die Häufigkeit der Minima in irgend einer Gegend zum grossen Teile bedingt wird durch das langsame Fortschreiten und die Neigung derselben, in ihren Bahnen Schlingen zu bilden, wie es beispielsweise über Südschweden der Fall ist.

Die intensivsten Minima, d. h. solche, welche in ihrer Umgebung stürmische Winde verursachen, sind am häufigsten über Nordeuropa, namentlich in Südschweden, wo die Häufigkeit fast doppelt so gross ist, wie auf gleichen Flächenräumen in Schottland, in der Nordsee und dem norwegischen Meere, dreimal so gross als in England, dem südlichen Nordseegebiete und Norddeutschland, sechsmal so gross als in der Umgebung Italiens und endlich neunmal so gross als in Frankreich und Süddeutschland. Die jahreszeitliche Verteilung der Häufigkeit der Sturmzentra fällt nicht ganz mit derjenigen der Minima überhaupt zusammen. Im Winter sind die Sturmzentra am häufigsten im hohen Norden, über Grossbritannien und Umgebung und im nördlichen Deutschland, während sie im mittleren Schweden, sowie in der Gegend südlich vom Weissen Meere verhältnismässig am seltensten sind. Die gleichmässigste Verteilung finden wir im Frühjahr, ein Maximum entfällt auf Italien, wogegen Südschweden, das ganze östliche Ostseegebiet und die Nordsee ein Minimum aufweisen. Im Sommer tritt die Häufigkeit allenthalben zurück, ohne jedoch überall das Minimum zu erreichen. In dem ganzen Gebiete südlich von der Nord- und Ostsee fehlen Minima mit stürmischer Luftbewegung im Sommer fast gänzlich, über Nordskandinavien und den britischen Inseln tritt in dieser Jahreszeit ein Minimum der Häufigkeit ein, welches indessen von der Häufigkeit im Frühjahre nur wenig verschieden ist. Der Herbst zeigt ein Maximum auf dem Meere zwischen den Farörn und Norwegen, in Finnland, Südschweden und den russischen Ostseeprovinzen.

Die Stärke der Luftbewegung in den Cyklonen ist hauptsächlich abhängig von der Tiefe der Minima. Die mittlere Tiefe ist durch Fig. 90 dargestellt.

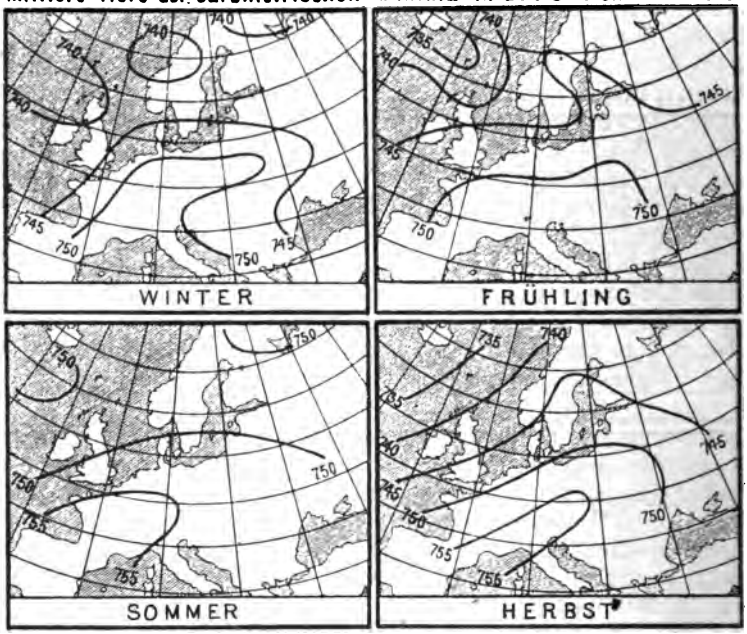
Die grösste mittlere Tiefe liegt in allen Jahreszeiten über dem Meere nordwestlich von Europa, die geringste über der Südhälfte des europäischen Kontinentes. Dieser Gegensatz ist im Herbste am meisten entwickelt, wo die mittlere Tiefe der Minima von 734 mm im Nordwesten von den britischen Inseln bis auf 756 mm in der Alpengegend anwächst. Im Sommer ist dieser Unterschied am geringsten, kaum halb so gross als im Herbste, im Winter und Früh-

Digitized by Google

jahr ist er beträchtlich, nur um einige Millimeter geringer als im Herbste. Ein entschiedener Zusammenhang der Tiefe mit der Häufigkeit ist nicht erkennbar, obgleich man denselben früher wohl anzunehmen geneigt war. Es kann also eine Gegend von Depressionen stark besucht sein, ohne dass diese durchschnittlich eine beträchtliche Tiefe erreichen. So zeigen Südschweden und die mittlere Ostsee trotz der starken Frequenz im Sommer und Herbst doch nur eine

Fig. 90.

Mittlere Tiefe der barometrischen Minima in den Jahren 1876–1880.



Mittlere Tiefe der barometrischen Minima.

sehr mässige Tiefe der Depressionen, ganz im Gegensatz zu den östlicher gelegenen Gebieten, wo die Minima viel spärlicher auftreten.

Die grösste (absolute) Tiefe der barometrischen Minima zeigt sich im Nordwesten der britischen Inseln, die geringste über Südzentraleuropa und Südfrankreich. Oestlich und nordöstlich von Zentraleuropa nimmt die grösste Tiefe zu, während nach Süden hin der Einfluss der Breite über dem westlichen Mittelmeer kompensiert wird. Die tiefsten barometrischen Minima wurden im nordwestlichen Europa beobachtet; hier wurde, wie bereits oben erwähnt, am 26. Januar 1884 ein Minimum von 694 mm konstatiert.

Ueber der Nordsee, sowie über dem norwegischen Meere kommen noch sehr tiefe Minima vor, aber in den Alpengegenden sinkt der Barometerstand in den Depressionen selten unter 740 mm.

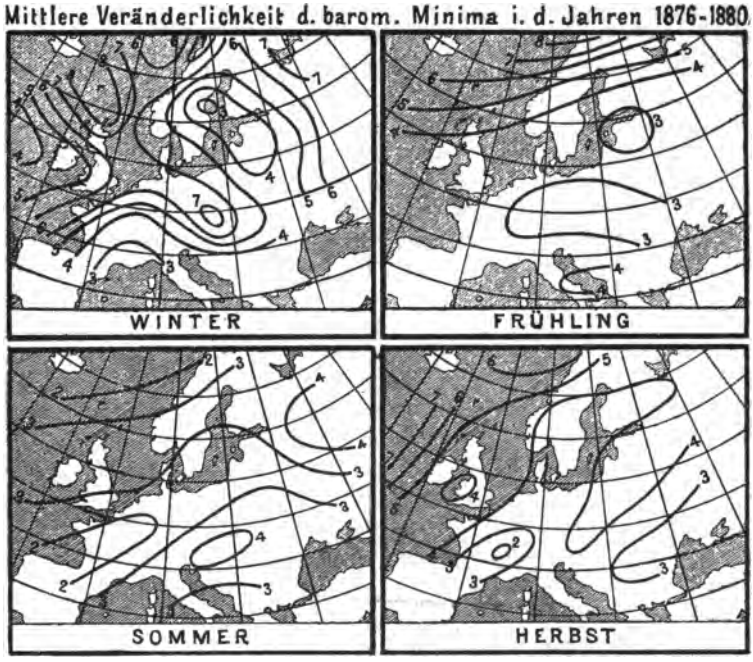
Es sei ausdrücklich bemerkt, dass die Intensität der Minima nicht allein von der Tiefe abhängig ist, sondern auch bedingt wird

Digitized by Google

von der Luftdruckverteilung in der Nachbarschaft, und zwar in der Weise, dass diejenigen Minima die intensivsten sind, bei denen der Luftdruck am raschesten nach aussen hin zunimmt oder die Gradienten am steilsten sind. In weitaus den meisten Fällen sind die tieferen Minima auch die intensiveren.

Die grössten Tiefen fallen für das Gebiet nördlich und westlich von Schottland, sowie für Norddeutschland auf den Frühling und Herbst, für alle übrigen Gebietsteile, auch für Westrussland, auf den Winter, für keine Gegend auf den Sommer, so dass sich hierin der ruhige Witterungscharakter der wärmeren Jahreszeit, welcher nur zeitweise durch Gewittererscheinungen unterbrochen wird, ausspricht,

Fig. 91.



Mittlere Aenderungen der Tiefe der Minima.

andererseits aber auch die durch häufige Stürme gekennzeichnete Witterung der kälteren Jahreszeit. Ebenso geht aus der Thatsache, dass die tiefsten Depressionen über Nord-, insbesondere über Nordwesteuropa vorkommen, hervor, dass unsere Gegenden stürmische Winde namentlich aus westlicher oder südwestlicher Richtung am häufigsten zeigen werden.

Die mittleren Aenderungen der Tiefe der Minima, bezogen auf zwei aufeinander folgende Morgenpositionen, ohne Rücksicht auf das Vorzeichen sind in den vorstehenden Kärtchen (Fig. 91) dargestellt worden (1876—1880).

In allen Jahreszeiten ist die mittlere Veränderlichkeit der Minima

Digitized by Google

am grössten im nordwestlichen Europa. Während im mediterranen Gebiete die Veränderlichkeit nur eine geringe jährliche Periode zeigt, tritt im übrigen Europa ein entschiedener Gegensatz in der kälteren und wärmeren Jahreszeit hervor. Die Veränderlichkeit im Winter ist am grössten über Nordwesteuropa, woran sich auch das nordöstliche und das nördliche zentrale Europa beteiligen; in den letzten beiden Gebieten wird sie im Frühjahr und Herbst geringer, und im Sommer kehren sich diese Verhältnisse fast ganz um, da jetzt die geringste Veränderlichkeit im hohen Nordwesten, die grösste im Südosten sich einstellt. Bemerkenswert ist, dass im Sommer ein Streifen geringster Veränderlichkeit Frankreich, Norddeutschland und die russischen Ostseeprovinzen durchzieht. Die grössere Veränderlichkeit im Winter und die erheblich geringere im Sommer charakterisieren wieder sehr ausgesprochen den ruhigen Witterungscharakter des Sommers und den unruhigen des Winters.

Wollten wir auch auf den Charakter der Veränderlichkeit eingehen und auch das Vorzeichen berücksichtigen, so würde sich folgendes Resultat ergeben: Die Tiefe der Minima nimmt im allgemeinen mit der Annäherung an die europäischen Küsten ab, auch das Nordsee- und südliche Ostseegebiet zeigen diese Tendenz. Dies gilt für alle Jahreszeiten, hauptsächlich aber für den Winter, und diesem Umstande haben wir es zu danken, dass die Gewalt der von Westen herkommenden Stürme schon über Grossbritannien oder der Nordsee gebrochen wird.

Wenn die Minima das Festland südlich der Nord- und Ostsee einmal erreicht haben, so nimmt im Sommer bei weiterem Fortschreiten in der Regel ihre Tiefe zu. Diese Neigung zur Zunahme erstreckt sich auch über das westliche Mittelmeer, Westrussland, Finnland und Nordskandinavien, eine Erscheinung, die jedenfalls mit der starken Erwärmung des europäischen Kontinents zusammenhängt. Dagegen im Herbst, und ganz besonders im Winter, zeigen die Minima eine entschiedene Neigung, sich in dem Gebiete östlich der Ostsee zu verflachen, denn jetzt ist ja der osteuropäische Kontinent viel kälter als der ganze Westen.

Fortpflanzungsgeschwindigkeit der barometrischen Minima.

Da durch die barometrischen Minima die Witterungserscheinungen in unseren Gegenden in erster Linie bestimmt werden, so erscheint es von besonderer Wichtigkeit, zu wissen, nach welcher Richtung sich dieselben vorzugsweise fortpflanzen und mit welcher Geschwindigkeit diese Fortpflanzung erfolgt. Wenn wir zuerst die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Minima betrachten, so zeigt schon eine oberflächliche Betrachtung einiger Einzelfälle, dass jene ausserordentlich grossen Schwankungen unterworfen ist: oft erscheinen die Minima fast bewegungslos, oft schreiten sie mit Sturmesgeschwindigkeit fort. Die folgende Tabelle gibt die mittlere Geschwindigkeit der Minima in Myriametern pro 24 Stunden für den Zeitraum 1876—1880:

Digitized by Google

	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr
Mittlere Geschwindigkeit	69	67	69	68	63	57	61	55	54*	67	73	72	64
Anzahl der Fälle . . .	140	106	121	132	153	163	126	156	153	146	147	133	1676

Die mittlere Geschwindigkeit überhaupt betrug also 64,2 Myr. in 24 Stunden oder 27 km pro Stunde, oder 7,4 m pro Sekunde, welche Geschwindigkeit ungefähr derjenigen eines mässigen Windes entspricht. Die geringste Geschwindigkeit fällt in den August (54,2 Myr.), die grösste in den Oktober (73,2 Myr.).

Für die Vereinigten Staaten (1872—1884) und für den mittleren Nordatlantischen Ozean (1879—1882) erhielt Loomis folgende Werte:

	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Jahr
Vereinigte Staaten . .	129	130	138	121	106	98	94	95	87	95	107	115	111
Atlantischer Ozean . .	71	67	76	76	75	64	68	61	63	66	72	77	70

Hiernach ist also die mittlere Geschwindigkeit der Minima in den Vereinigten Staaten fast doppelt so gross als in Europa, auf dem mittleren Nordatlantischen Ozean ist sie grösser als in Europa, aber kleiner als in Nordamerika, so dass also eine Abnahme der Geschwindigkeit von Nordamerika ostwärts über den Ozean hinaus nach Europa stattfindet. Diese Thatsache erklärt sich wohl dadurch, dass die Winde auf der Vorderseite der Minima auf dem amerikanischen Kontinente meistens Seewinde, in Europa Landwinde sind, während auf dem Ozean die Verhältnisse auf allen Seiten nahezu dieselben sind.

Ordnen wir die Weglängen der Minima in 3 Gruppen: in solche, welche kleiner sind als 65 Myr., solche, welche zwischen 65 und 100 Myr. liegen, und solche, die grösser sind als 100 Myr., so erhalten wir folgende Verhältniszahlen der Häufigkeit: 4 : 2 : 1. Sehr lange Bahnen, über 150 Myr., sind am häufigsten in der kälteren Jahreszeit: es entfallen auf den Winter die Hälfte, auf den Frühling der vierte und auf den Herbst der fünfte Teil dieser Bahnen.

Vergleichen wir die mittlere Geschwindigkeit der Minima der einzelnen Gebietsteile Europas mit dem Gesamtmittel, so ergibt sich, dass dieselbe im Westen der britischen Inseln, über Finnland, Südschweden und dem westlichen Russland zu gering, über Italien und Umgebung nahezu normal, in allen übrigen Gebietsteilen Westeuropas zu gross ist. Hervorzuheben sind die auffallend grossen und fast gleichen Jahresmittel über Frankreich, dem südlichen Nordseegebiete, Deutschland und Oesterreich-Ungarn, sowie die Abnahme derselben nordostwärts nach dem Ostseegebiete und dem Innern Russlands hin. Dieses Verhalten gibt die Erklärung zu der Thatsache, dass in den ersteren Gegenden die Witterungserscheinungen so häufigen und erheblichen Wechseln ausgesetzt sind.

Digitized by Google

Während die Minima im allgemeinen im Nordseegebiete keine Neigung zeigen, sationär zu bleiben, so ist diese für das Ostseegebiet deutlich ausgesprochen, nur im Frühjahr und Herbst gewährt das südliche Schweden den Minima keine Ruhestätte mehr, welche Erscheinung wahrscheinlich in der gleichmässigeren Verteilung der Wärme über Land und Meer in diesen Jahreszeiten ihren Grund hat.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Minima scheint abhängig zu sein von der Grösse der Gesamtbewegung der die Cyklone umgebenden Luft, so zwar, dass dem intensiveren Minimum auch eine grössere Geschwindigkeit entspricht. Thatsächlich bewegen sich die Sturmzentra mit grösserer Geschwindigkeit, als die weniger intensiven Minima. Auch die Aenderung der Tiefe scheint mit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit in Beziehung zu stehen, indem Minima mit zunehmender Tiefe rascher fortschreiten, als diejenigen mit abnehmender Tiefe, während die Minima mit geringer Tiefeänderung durchschnittlich nur geringe Geschwindigkeit besitzen. Auch die Feuchtigkeitsverhältnisse und die Form der Cyklonen scheinen mit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit in Zusammenhang zu stehen.

Zugstrassen der Minima.

Neben der Fortpflanzungsgeschwindigkeit ist die Fortpflanzungsrichtung der Minima von hervorragender Bedeutung, indem hiervon die Aenderung der Witterungszustände ganzer Länderstrecken abhängt.

Wenn man versucht, die Minima nach ihren Fortpflanzungsrichtungen zu gruppieren, so gelangt man gar bald zu der Einsicht, dass die Minima bei ihrer Fortpflanzung mit Vorliebe gewisse Strassen (Zugstrassen) verfolgen, welche in Abhängigkeit stehen von der Verteilung von Land und Wasser, von orographischen Verhältnissen, von der Jahreszeit und vielleicht noch von anderen Umständen. Die Fig. 92 veranschaulicht die Häufigkeit und Bewegungsrichtung der Minima in Europa, wie sie für den Zeitraum 1876—1880 aus den Wetterkarten der Seewarte abgeleitet wurden. (Die Pfeile bezeichnen die Richtung, die Breite der Zugstrassen die relative Häufigkeit der sie frequentierenden Minima.)

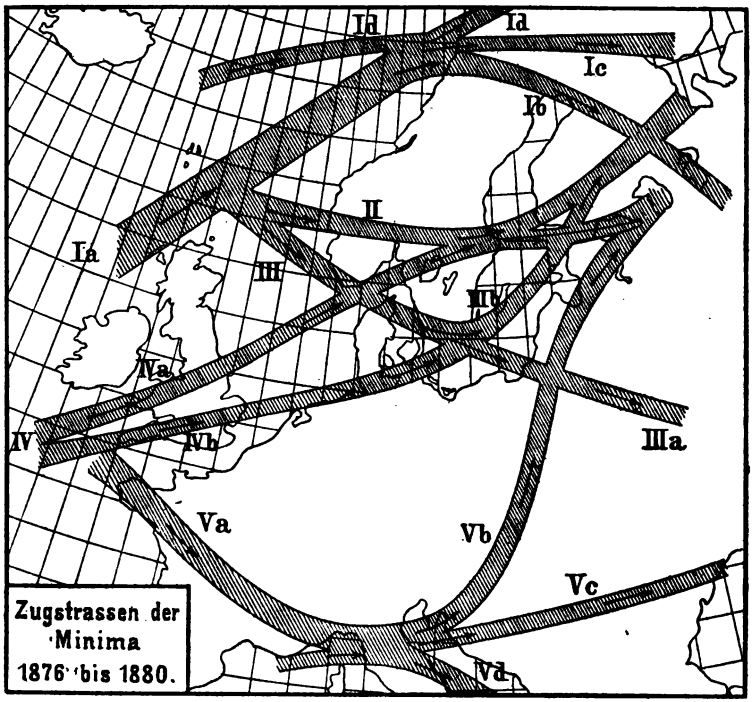
Nehmen wir die britischen Inseln als Ausgangsstelle an, wohin die meisten Minima vom Ozean her kommen, so lassen sich folgende Hauptzugstrassen unterscheiden:

1. Zugstrasse I. Diese, ausser im Frühjahr, sehr häufig besuchte und für die Witterungsverhältnisse unserer Gegenden wichtigste Zugstrasse beginnt im Nordwesten Schottlands, zieht sich der norwegischen Küste entlang nordostwärts über den Polarkreis hinaus nach Finnmarken, hier die Minima noch aufnehmend, die hauptsächlich von Island und Umgebung kommen, und teilt sich dann in 2—3 Zugstrassen, von denen die eine nordwärts zum Eismeere (Ia), die zweite (Ic), häufiger besuchte zum Weissen Meere und die dritte (Ib) südostwärts nach dem Innern Russlands führt.

Digitized by Google

2. Zugstrassen II, III und IV. Weitere 3 Zugstrassen führen von der Umgebung der britischen Inseln quer über das Nordseegebiet und Südskandinavien hinaus nach Finnland und den russischen Ostseeprovinzen. Die aus dem Meere nördlich und östlich von Schottland kommenden Minima bewegen sich teils nach Ost (II), teils nach Südost (III), die vor dem Kanal zuerst erscheinenden hauptsächlich der Küste entlang in ostnordöstlicher Richtung (IV), teils über die Helgoländer Bucht (IVb), teils über das Skagerrak (IVa) hinaus nach Finnland, wobei Südskandinavien die Konvergenzstelle

Fig. 92.



Zugstrassen der Minima in Europa.

dieser Zugstrasse mit Zugstrasse III bildet. Diese Zugstrassen sind in allen Jahreszeiten vertreten, nur im Frühjahr und Sommer scheint die südöstliche Richtung seltener zu sein.

3. Zugstrasse V. Vom Südwesten der britischen Inseln führt eine andere Zugstrasse, die im Frühjahr stark besucht ist, jedoch auch im Winter und Herbst nicht selten eingeschlagen wird, dagegen im Sommer fast gänzlich fehlt, südostwärts über Frankreich nach dem Mittelmeerbecken hin (Va). Hier vereinigt sie sich mit einer Zugstrasse, welche aus dem westlichen Teile des Mittelmeeres kommt, und verläuft dann südostwärts an der Ostküste Italiens entlang (IVd), teils, wie es im Frühjahr am häufigsten ist, nordost- und nordwärts nach der Gegend des Finnischen Busens (IVb).

Digitized by Google

Als bemerkenswert erwähnen wir noch, dass die Minima mit Vorliebe die Küstenlinie verfolgen (norwegische, nordfranzösische und deutsche Küste).

„In Amerika," bemerkt Köppen[1]), „tritt uns das Bild der Zugstrassen in grossen und einfachen Zügen entgegen; eine Strasse, die über die oberen Seen und Canada in gerader östlicher Richtung nach Neubraunschweig führt, dominiert vollkommen und zeigt eine Frequenz der Minima, welche das $2^1/_2$—3fache von jener der frequentesten übrigen Zugstrassen beträgt. Auf dieser Strecke bewegen sich die im allgemeinen nicht sehr tiefen Minima mit einer doppelt so grossen durchschnittlichen Geschwindigkeit, als sie in Europa einhalten, und voneinander getrennt durch ebenso fortschreitende Maxima, so dass der mittlere Luftdruck auf dieser Zugstrasse trotz ihrer Frequenz höher ist, als weiter im Norden.

„Ganz anders in Europa, wo keine einzige Zugstrasse ein nur entfernt ähnliches Uebergewicht zeigt, sondern eine Anzahl verschiedener Wege einander ziemlich gleichwertig gegenüberstehen, welche zusammen ein kompliziertes Netz bilden. Ein ähnlich kompliziertes Netz zeigt sich indessen auch schon über dem Ozean. Sieht man von der einen nordwestwärts gerichteten Strasse im Nordwestteile des Ozeans ab, so verlaufen die Fäden jenes Netzes in Nordamerika nach Ostsüdost bis Nordost, über dem Ozean nach Ostsüdost bis Nord, über Europa von Südost bis Nord. Höchst bemerkenswert sind die Knoten des Netzes, die Konvergenz- und Strahlungspunkte der barometrischen Minima, besonders da eine nähere Untersuchung zeigt, dass in der Gegend derselben die Minima länger zu verweilen pflegen und häufig sogar retrograde, d. h. westwärts gerichtete Bewegungen auf kurze Zeit annehmen. Diese Gegenden sind es auch, welche am häufigsten die Ausbildung stationärer Depressionen und Teilminima zeigen. Alle diese Umstände wirken natürlich dahin, dass die Wahrscheinlichkeit, ein barometrisches Minimum an einem Tage anzutreffen, in der Nähe dieser Strahlungspunkte viel grösser ist, als in der Umgebung."

Die Zugstrassen der barometrischen Minima und das Verhalten der Minima auf denselben sind eingehend von mir untersucht worden[2]). Nur einige Hauptresultate mögen hier einen Platz finden.

Nahezu der vierte Teil sämtlicher über Europa sich hinwegziehender Depressionen bewegt sich auf den oben angegebenen Zugstrassen (siehe Fig. 92); auf die einzelnen Zugstrassen verteilen sich dieselben folgendermassen:

	1876—1880						1881—1885					
Zugstrasse	I	II	III	IV	Va	Vb	I	II	III	IV	Va	Vb
Oktober bis März .	20	18	23	14	12	10	41	23	14	6	7	7
April bis September	22	11	5	19	5	9	32	6	4	12	4	13

Bemerkenswert ist, dass die nach Südost gerichteten Zugstrassen (III und Va) hauptsächlich der kälteren Jahreszeit angehören, wäh-

[1]) Ann. der Hydrogr. etc., 1882, 337.

[2]) Van Bebber: Typische Witterungserscheinungen im Archiv d. Seew. Jahrg. 1882, Nr. 3 und 1886 Nr. 2. Eine vorläufige Mitteilung findet sich in der Einl. zur Mon. Uebers. d. Witterung. VII, 1882.

Digitized by Google

rend die nach Nordost gerichteten (I und IV) in der wärmeren Jahreszeit sehr häufig sind. Eine Untersuchung der Einzelfälle ergibt ferner, dass die Minima die Neigung haben, die einmal eingeschlagene Bahn auf längere Zeit beizubehalten, und dass auf den Zugstrassen die Bedingungen sowohl einer grösseren Tiefe und Intensität, als auch eines rascheren Fortschreitens gegeben sind. Alle diese Thatsachen, welche sowohl für die theoretische wie für die praktische Meteorologie von hoher Bedeutung sind, werde ich weiter unten zu erklären versuchen.

Betrachten wir zunächst die Luftdruckverteilung für jede Zugstrasse, welche unten in Fig. 119 u. 120 zur Anschauung gebracht ist. Die mittleren Isobaren sind von 2½ zu 2½ mm angegeben, und zwar für die Zeit des ersten Erscheinens der Minima auf den Zugstrassen. Die in den Karten durch Kreuze markierten Stellen geben die Anfangspositionen der Minima an, wobei die kleinen Kreise Sturmzentra bedeuten. Eine Vergleichung ergibt für die einzelnen Zugstrassen ganz charakteristische Verschiedenheiten in der Verteilung des Luftdruckes, welche für die kältere und für die wärmere Jahreszeit nahezu gleich sind. Bei Zugstrasse I und IV verlaufen bei verschiedenen Ausgangsstellen die dichtgedrängtesten Isobaren nach Nordost, bei Zugstrasse II nach Ost, bei Zugstrasse III nach Südost und Ostsüdost, bei Zugstrasse Va nach Süd und bei Zugstrasse Vb nach Nord, während überall der höchste Luftdruck rechts von der Zugrichtung des Minimums liegt. Hieraus ergibt sich folgende, sehr wichtige Regel: Fällen wir aus dem Gebiete des tiefsten Barometerstandes auf die dichtest gedrängten Isobaren eine Senkrechte, so erfolgt die Fortpflanzung des Minimums nahezu senkrecht zu dieser Linie, so dass der höchste Luftdruck rechter Hand liegen bleibt. Diese Regel gilt nicht allein für Europa, sondern auch für alle Teile unserer Erde, wobei allerdings, wie wir gleich sehen werden, die Temperatur in hohem Grade modifizierend einwirkt.

Aus unseren Karten (Taf. III und IV) kann aus der mittleren Luftdruckverteilung auch auf die mittlere Windstärke geschlossen werden, und so lässt sich die oben ausgesprochene Regel auch noch folgendermassen aussprechen: Die Fortpflanzungsrichtung der Minima fällt durchschnittlich mit der Richtung der stärksten Winde zusammen. Um diese Regel durch Thatsachen zu prüfen, unterschied ich die mittleren Windstärken nach der Beaufort'schen Skala in der Umgebung des mittleren Depressionszentrums beim Vorübergange für die einzelnen Zugstrassen nach 4 Quadranten und erhielt folgendes Resultat, wobei A die Anzahl der in Rechnung gezogenen Fälle, K die kältere und W die wärmere Jahreszeit bedeuten.

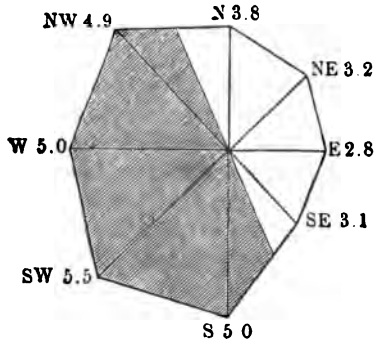
	Vorderseite.						Rückseite.					
	links:			rechts:			rechts:			links:		
Zugstrasse	A	K	W	A	K	W	A	K	W	A	K	W
I	—	—	—	5	4,3	3,1	5	5,6	4,2	1	4,7	4,2
II	4	2,9	2,4	5	4,3	4,0	7	4,5	4,0	5	3,8	3,2
IV	5	2,5	2,8	3	3,9	3,3	5	3,4	4,1	5	2,3	3,2
Va	6	2,6	2,9	3	3,2	4,9	3	4,1	3,5	6	3,4	3,1

Aus dieser Tabelle geht hervor, dass die Luftbewegung auf der rechten Seite der Bahn des Minimums nach der Rückseite hin am

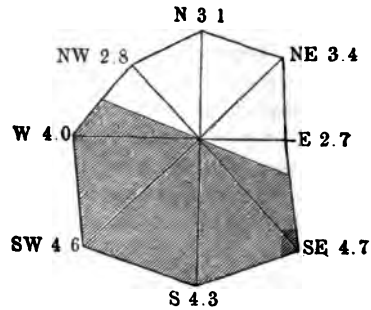
Digitized by Google

grössten ist. Die Minima der Zugstrasse III zeigen insofern ein eigentümliches Verhalten, als ein Teil derselben von der nördlichen Nordsee südostwärts über die dänischen Inseln hinaus direkt nach der ostdeutschen Grenze fortschreitet, während ein anderer Teil von derselben Ausgangsstelle zuerst nach Dänemark oder Südschweden sich fortpflanzt, dann aber nordostwärts umbiegt und nach Finnland wandert. Die ersteren habe ich auf der Karte Fig. 119 mit IIIa, die letzteren mit IIIb bezeichnet. Für diese beiden Gruppen wurden die mittleren Windstärken im Umkreise von 6 Meridiangraden bestimmt, und zwar ungefähr für die Stelle, wo das Umbiegen erfolgte. Fig. 93 veranschaulicht das Ergebnis dieser Untersuchung.

Fig. 93.



Mittlere Position: Dänische Inseln.
Gruppe IIIa.



Mittlere Position: Südschweden.
Gruppe IIIb.

Neben der Verteilung des Luftdruckes ist auch diejenige der Temperatur für die Fortpflanzung der Minima von grosser Bedeutung. Wie beim Luftdrucke spricht sich auch hier eine innige Beziehung der Fortpflanzungsrichtung der Minima zu den Isothermen aus, wie aus den Kärtchen in Fig. 119 u. 120 hervorgeht. Ziehen wir nämlich von dem Gebiete niedrigster Temperatur auf die dichtest gedrängten Isothermen eine Senkrechte, so bezeichnet diese Linie die Richtung, nach welcher in der Umgebung der Depression die Temperatur am raschesten zunimmt, und diese bildet mit der Fortpflanzungsrichtung des Minimums einen Winkel, welcher zwischen 45 und 90° liegt, so dass die höchste Temperatur zur rechten Hand der Bahn liegen bleibt. Die Richtigkeit dieser Regel wird durch die mittlere Temperaturverteilung für die einzelnen Zugstrassen in befriedigender Weise bestätigt. Am meisten markiert tritt diese Beziehung in der wärmeren Jahreszeit hervor, wo die Temperaturverhältnisse in Bezug auf Fortpflanzung der Minima die Hauptrolle spielen, während in der kälteren Jahreszeit die Luftdruckverteilung als das wichtigste Moment in den Vordergrund tritt. Diese Verhältnisse werden durch die kartographischen Darstellungen Fig. 119 u. 120 in genügender Weise veranschaulicht.

Digitized by Google

Die Beziehung der Fortpflanzungsrichtung der Minima zur Temperaturverteilung fällt bei Zugstrasse Vb ganz besonders in die Augen. Die Nordufer des Schwarzen Meeres haben in der kälteren Jahreszeit einen Wärmeüberschuss von 7°, von hier an nimmt nach Nordwest und West hin die positive Abweichung vom Normalwerte rasch ab, schon in Oesterreich wechselt sie ihr Zeichen, Wien hat 2°, München 3°, Karlsruhe 4° Wärmemangel. Ganz ähnlich sind die Verhältnisse in der wärmeren Jahreszeit, wo die Temperaturabweichung vom Schwarzen Meere nach Paris von + 5° bis auf — 5° abnimmt.

Interessante Unterschiede zeigen die Zugstrassen IIIa und IIIb, indem bei der ersteren beim Erscheinen der Depression hohe Wärme über Grossbritannien, Frankreich und Zentraleuropa, dagegen grosse Kälte im hohen Nordosten herrscht. Bei der letzteren Zugstrasse ist im Gegensatze hierzu der Osten und Nordosten warm, der Westen und Südwesten kalt. Ganz ähnliche Beziehungen lassen sich auch für die übrigen Zugstrassen darthun.

Die beiden oben ausgesprochenen Regeln über die Beziehung der Fortpflanzung der Minima zu der Verteilung des Luftdruckes und der Temperatur kommen nicht allein in den Mittelwerten, sondern auch in den Einzelfällen zum deutlichen Ausdruck und gelten sogar dann, wenn Minima anomale Bahnen einschlagen. Nur in einzelnen wenigen Fällen scheinen sich die Minima diesen Regeln nicht fügen zu wollen, allein diese dürften auf einen störend wirkenden Umstand zurückzuführen sein, nämlich auf eine anomale vertikale Temperaturverteilung. Wie oben erwähnt wurde, nimmt die Temperatur in wärmerer Luft mit der Höhe langsamer ab als in kälterer. Wenn nun der höhere Luftdruck mit der grösseren Wärme zusammenfällt, so wird sich der Gradient mit der Höhe in der Weise ändern, dass derselbe nach der Seite des höheren Luftdruckes und der grösseren Wärme immer steiler wird, dagegen, wenn der höhere Luftdruck mit der geringeren Wärme zusammenfällt, wird der Gradient mit der Höhe stetig abnehmen und in einer gewissen Höhe sich umkehren. Im ersteren Falle wird die ganze Luftmasse vom barometrischen Maximum nach der Seite des niedrigen Luftdruckes hin nahezu dieselbe Bewegungsrichtung zeigen, und zwar mit einer vertikal zunehmenden Geschwindigkeit und Ablenkung des Windes von dem Gradienten. Die Wärme wird also in diesem Falle in den oberen Luftschichten dieselbe Wirkung haben als in den unteren Schichten der Luftdruck, oder Luftdruck und Wärme werden mit der Höhe den Gradienten verstärken. Im letzteren Falle dagegen wird eine Abschwächung des Gradienten und der Luftbewegung mit der Höhe und nach und nach eine Umkehrung des Gradienten und der Windrichtung stattfinden. Die Verteilung des Luftdruckes und der Wärme sind also die Ursachen der Bewegung der Luftmassen in der Umgebung der barometrischen Minima, und die gesamte Luftbewegung ist massgebend für die Fortbewegung der Minima. Hiernach lassen sich die beiden Regeln zu einer einzigen zusammenfassen und folgendermassen formulieren: Die Fortpflanzung der Minima geschieht annähernd in der Richtung der überwiegenden

Digitized by Google

Luftströmung in ihrer unmittelbaren Umgebung und in ihrer Zugstrasse.

Die Fortpflanzung der Cyklone ist nun nicht in der Weise aufzufassen, als wenn dieselbe Luftmasse in fortschreitender Bewegung um das Zentrum fortwährend rotiere, denn dann müsste auf der Vorderseite des Wirbels eine Ausströmung, auf der Rückseite eine Einströmung stattfinden, im Zentralraume müsste eine Luftbewegung im Sinne des Fortschreitens des Minimums erfolgen und endlich müsste die Beziehung des Gradienten zur Windgeschwindigkeit auf der rechten und linken Seite der Bahn ein sehr verschiedenes Verhalten zeigen. Dieses ist weder für die unteren noch für die oberen Regionen in der Cyklone der Fall, und so ist nur noch die Ansicht berechtigt, dass die Wirbelbewegung sich stetig auf neue Luftmassen überträgt, wobei auf der Vorderseite der Luftdruck fortwährend abnimmt und so die Neubildung des Zentrums kontinuierlich bewerkstelligt wird.

Aus der eben angegebenen Regel lassen sich einige sehr wichtige Thatsachen erklären. Wie wir bereits oben sahen, befindet sich ein barometrisches Maximum zwischen dem 30.° und 40.° n. B. Nun nimmt aber die Temperatur vom Aequator nach den Polen hin beständig ab, und wenn wir den Gradienten in den verschiedenen Höhen berechnen, so finden wir, dass schon in einer Höhe von 3000 m das Maximum nördlich von den Wendekreisen nicht mehr vorhanden ist, sondern dass der Luftdruck vom Aequator bis zu den Polen beständig abnimmt, so dass also in der Höhe eine ostwärts gerichtete allgemeine Luftströmung stattfinden muss, deren Geschwindigkeit mit der Höhe zunimmt. Ueber unserer Hemisphäre (ebenso auf der südlichen) liegt also eine ungeheure Cyklone mit kaltem Zentrum in der Nähe des Poles, deren isobarische Flächen vom Aequator nach den Polen sich neigen, so dass hieraus eine allgemeine westliche Luftströmung resultiert, in deren Bett Cyklonen zweiter Ordnung entstehen und sich fortbewegen, dieser allgemeinen Luftströmung folgend. In ihnen steigt die warme Luft in die Höhe und wird von der westlichen Strömung ostwärts fortgetrieben, so dass der Luftdruck vor der Depression abnehmen muss. Hierin liegt die Erklärung für die Thatsache, dass in der ganzen aussertropischen Zone die Cyklonen von West nach Ost ziehen. Dass dieses letztere in der That der Fall ist, veranschaulicht Fig. 94 (nach Loomis), welche die mittleren Zugstrassen der Minima für die Nordhemisphäre darstellt.

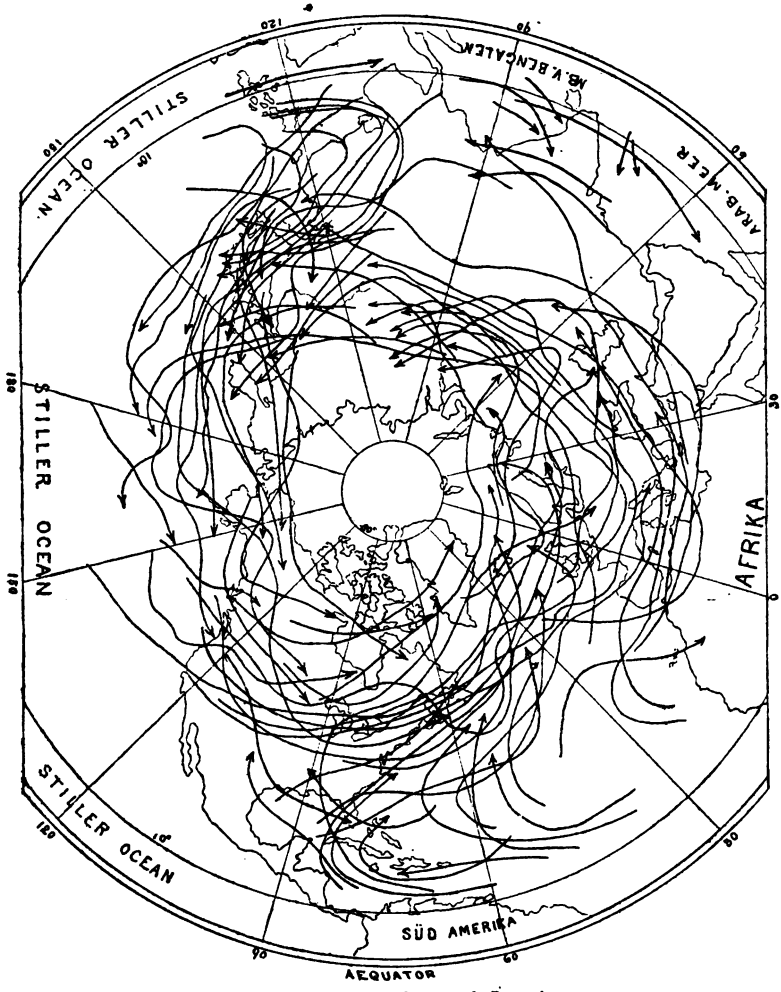
Die oberen Regionen nehmen an der Wirbelbewegung um das Cyklonenzentrum nicht teil, dennoch ist ihr Einfluss auf die Fortpflanzung der Cyklonen insofern von grosser Bedeutung, als sie durch Fortschaffung der oberen Luftmassen die Verlegung des Cyklonenzentrums bewerkstelligen, wie es durch die Bewegung der obersten Wolken, die der Depression vorausziehen, sehr deutlich angedeutet ist.

Die oben ausgesprochene Regel gibt in Bezug auf das Verhalten der Zugstrassen einige wichtige Aufschlüsse. Die nahezu parallelen, nach Südost gerichteten Zugstrassen III und Va verlangen hohen Luftdruck im Südwesten und eine nach Südwest oder West hin

Digitized by Google

am stärksten zunehmende Temperatur als günstigste Bedingung ihrer Frequenz, und da letztere Verhältnisse der kalten Jahreszeit am meisten entsprechen, so müssen diese Zugstrassen auch in der kalten Jahreszeit am meisten besucht sein. Auch die rein nach Ost gerichtete Zugstrasse II, welche einen von Süd nach Nord gerichteten

Fig. 94.



Zugstrassen der Minima nach Loomis.

Gradienten und eine Temperaturzunahme nach Süd oder Südwest voraussetzt, ist in der kälteren Jahreszeit häufiger besucht, als in der wärmeren, doch tritt hier der Gegensatz in der Frequenz nicht so schroff hervor, wie bei den vorher genannten Zugstrassen. Die nach Nordost oder Ostnordost gerichteten Zugstrassen I und IV verlangen

Digitized by Google

hohen Luftdruck im Südosten und zunehmende Temperatur nach Südost oder Süd hin, daher sind diese Zugstrassen in der wärmeren Jahreszeit am häufigsten vertreten, sind aber auch (insbesondere Zugstrasse I) in der kälteren Jahreszeit nicht selten, eine Thatsache, deren Erklärung jedenfalls in der bedeutend grösseren Luftdruckdifferenz zwischen Nordwest und Südost in dieser Jahreszeit zu suchen ist. Die meisten unsere Gegenden beeinflussenden Minima der Zugstrasse I sind Randbildungen oder Teilminima grösserer Depressionen, die ihren Kern in der Gegend von Island haben, und hier wächst in der That die Temperatur nach Südost hin. Zugstrasse Vb gehört hauptsächlich dem Frühjahr an; sie verlangt nach Nordwest gerichtete Luftdruck- und Temperaturgradienten, wie sie auch nach unseren Karten (Fig. 119 u. 120) stark entwickelt sind.

Der Luftdruck und die Temperatur um die Minima sind in vielen Fällen nicht gleichmässig um das Depressionszentrum verteilt, und diesem Umstande ist es hauptsächlich zuzuschreiben, dass die Fortpflanzung und Umwandlung der Depressionen und hiermit auch die Witterungsphänomene unserer Gegenden so ausserordentliche Mannigfaltigkeiten aufweisen, so dass über die allgemeine Gültigkeit des obigen Satzes bei flüchtiger Betrachtung Zweifel aufkommen kann, um so mehr, als auch noch die Temperaturverteilung am Erdboden für diejenige der höheren Regionen nicht ganz massgebend ist. Nichtsdestoweniger lässt sich die Richtigkeit dieses Satzes auch für Einzelfälle aufrecht erhalten, wenn nur alle mitwirkenden Umstände klar erkannt und gewürdigt werden, wobei allerdings die vertikale Temperaturverteilung eine sehr wichtige Rolle spielt. Berücksichtigen wir aber in letzterer Beziehung die durchschnittlichen Verhältnisse, so können folgende Sätze als allgemein gültig angesehen werden: 1. Ist Luftdruck und Temperatur um das Minimum in gleichem Sinne verteilt, so dass sowohl der höchste Luftdruck als auch die höchste Temperatur auf derselben Seite der Depression liegen, so erfolgt die Fortpflanzung der Depression nahezu senkrecht zum Druck- und Temperaturgradienten. 2. Ist die Verteilung der beiden Elemente eine entgegengesetzte und beide ziemlich gleichwertig, so wird die Bewegung der Depression gehemmt oder ganz aufgehoben, wobei dieselbe meistens eine längliche, mehr oder weniger verzerrte Form annimmt, deren Längsachse senkrecht zum Luftdruck- resp. Temperaturgradienten steht und an deren Enden sich häufig Teilminima loslösen, die dann der Luftströmung folgen, welche in der ganzen Luftsäule über der entsprechenden Gegend vorwiegt. 3. Ist bei der Verteilung wie vorhin nach der einen Seite der Depression entweder der Druck- oder der Temperaturgradient überwiegend, so wird die Richtung der Ortsbewegung durch das vorwaltende Element bestimmt. 4. Sind Luftdruck und Temperatur zwar nicht entgegengesetzt, aber auch nicht in demselben Sinne um das Minimum verteilt, so wird von dem Minimum eine resultierende Richtung eingeschlagen.

Digitized by Google

Typische Witterungserscheinungen.

Die vorhergehenden Erörterungen haben die Abhängigkeit der Fortpflanzungsrichtung der Depressionen von der Verteilung der Temperatur und des Luftdruckes klargelegt. Da nun aber die Witterungsvorgänge in unseren Gegenden am allermeisten von der Bewegung der Depressionen abhängen, so folgt hieraus die Wichtigkeit der Kenntnis der Druck- und Temperaturverteilung zur Beurteilung der Wetterlage auf grösserem Gebiete. Ziehen wir die allgemeinen atmosphärischen Vorgänge in Betracht, wie sie sich im grossen Ganzen über unserem Erdteil abspielen, so sind von hervorragender Bedeutung die grossen Gebiete höchsten und niedrigsten Luftdruckes, welche bestimmte Gegenden der Erde charakterisieren, und deren Umwandlungen und Verschiebungen das Auftreten, die Entwickelung und die Fortpflanzung unserer kleineren Cyklonen, somit auch die Witterungsphänomene unserer Gegenden bestimmen. In der That kann der launenhafte Wechsel der Witterungsvorgänge auf kleinerem Gebiete nur dann verstanden und richtig gedeutet werden, wenn wir sie anlehnen an die allgemeinen atmosphärischen Zustände und Umwandlungen, so dass wir sozusagen die scheinbar unentwirrbaren Einzelerscheinungen von einem höheren Standpunkte aus übersehen. In jedem einzelnen Falle und an jedem einzelnen Orte hat der jeweilige Witterungscharakter und dessen Wechsel seinen primären Grund in der allgemeinen Wetterlage und erst in zweiter Linie wirken lokale Einflüsse modifizierend ein. Daher betrachten wir zunächst die allgemeinen atmosphärischen Zustände und Bewegungen in Beziehung zu unseren Witterungsvorgängen und dann, hieran anlehnend, die Wetterphänomene, wie sie sich bei der allgemeinen Wetterlage auf beschränkterem Gebiete abspielen.

Aus vieljährigen Beobachtungen hat Hoffmeyer [1]) nachgewiesen, dass im Winter das Gebiet niedrigen Luftdruckes auf dem Nordatlantischen Ozean im Mittel drei Luftdruckminima aufweist, von welchen das bedeutendste südwestlich von Island, und je ein geringeres auf der Ostseite gegen das Nördliche Eismeer und auf der Westseite gegen die Davisstrasse liegen. Diese Minima bilden die Hauptaspirationsstellen für die gesamte Luftbewegung über dem Nordatlantischen Ozean und Nordwesteuropa. Auf ihrer Südseite westliche und südwestliche Winde hervorrufend, führen sie die dampfreiche ozeanische Luft niederer Breiten den Westküsten Europas zu, welchem Umstande wir den milden Charakter unseres Klimas verdanken. Aber nicht zu jeder Zeit sind diese Minima so gleichmässig entwickelt, wie es die mittleren Isobarenkarten angeben, sondern meist ist das eine oder das andere vor den übrigen ganz besonders

[1]) Hoffmeyer: Die Verteilung des Luftdruckes über den Nordatlantischen Ozean während des Winters und deren Einfluss auf das Klima von Europa. Vortrag geh. in Paris im August 1878; siehe Oesterr. met. Zeitschrift. 1878. S. 338.

Digitized by Google

markiert und dieses übernimmt dann die Hauptrolle in der Entwickelung und Gestaltung der Witterungsphänomene über Nordwesteuropa, und zwar in so entschiedener Weise, dass hierdurch der Wettercharakter in unseren Gegenden meist für längere Zeit eine durchgreifende Umwandlung erfahren kann.

So war im Januar 1874 das Minimum im Eismeere sehr stark entwickelt, während die beiden anderen oben genannten Minima bedeutend zurücktraten. Ein Rücken höchsten Luftdruckes erstreckte sich vom Ozean ostwärts über Spanien und das Alpengebiet hinaus nach Oesterreich hin. Die Folge dieser Druckverteilung war ein lebhafter südwestlicher Luftstrom, welcher über dem Atlantischen Ozean durch das Minimum an der Davisstrasse eingeleitet wurde und durch das Minimum im Eismeer einen neuen Antrieb erhielt, so dass Europa von einem kräftigen, feuchten und warmen Luftstrome überflutet wurde, der sich etwa vom 45.° bis 69.° n. B. erstreckte.

Figur 95, IV (siehe S. 322) zeigt eine andere Luftdruckverteilung, wonach das Minimum bei Island erheblich südwestwärts verschoben und sehr stark entwickelt ist, wogegen die anderen Minima ganz zurücktreten. Das erstere Minimum entwickelt auf seiner Südseite südwestliche Winde, die aber auf den britischen Inseln nordwärts umbiegen und nur noch die Westküste Skandinaviens streifen, während ein Teil des südwestlichen Luftstromes sich über Frankreich und Deutschland ergiesst, so dass nur Island und das westliche Mitteleuropa erwärmt werden. Dieses war die mittlere Wetterlage im Januar 1875.

Im Februar 1875 war das Minimum der Davisstrasse ungewöhnlich stark entwickelt, und so wurde die warme ozeanische Luft gezwungen, schon südlich von Grönland und Island nach Nord hin umzubiegen. Während das äusserste nordwestliche Europa erwärmt wurde, blieb das übrige Europa unter dem Einfluss kontinentaler Winde kalt.

Eine sehr ungewöhnliche Verteilung des Luftdruckes zeigt der Dezember 1874 (siehe Fig. 95, III). Das isländische Minimum liegt an der südnorwegischen Küste, rechts östlich vom hohen Luftdruck, welcher sich von den Azoren nordwärts nach Grönland hinzieht. Der Luftdruckverteilung entsprechend, drang ein vom hohen Norden kommender Luftstrom, welcher teilweise durch eine über der Ostsee lagernde Depression nach Deutschland abgezweigt wurde, direkt nach den südwesteuropäischen Küsten, so dass ganz Westeuropa in diesem Monat kaltes Wetter hatte.

Jedenfalls war durch die Hoffmeyer'schen Untersuchungen ein bedeutender Schritt zum Verständnis der Witterungsvorgänge und auch des Klimas des nordwestlichen Europa vorwärts gethan und insbesondere der Beweis erbracht, dass es zur Deutung unserer Witterungserscheinungen keineswegs genügt, auf beschränktem Gebiete die atmosphärischen Phänomene in Betracht zu ziehen, sondern dass hierzu der Ueberblick über ein verhältnismässig sehr grosses Gebiet durchaus erforderlich ist.

Bei derselben Lage der drei oben besprochenen Minima können

Digitized by Google

die Witterungszustände über Westeuropa einen ganz verschiedenen Charakter haben, und hier sind es vor allem die grossen barometrischen Maxima, ihre Lage, ihre Umwandlungen und ihre Wechselwirkung mit den barometrischen Minima, welche in erster Linie die ganze Wetterlage, ihre Aenderung und dadurch auch die Witterungsvorgänge in unseren Gegenden bestimmen. Diese sind zuerst von Teisserenc de Bort [1]) für den Winter in Betracht gezogen worden, und so erhielten die Hoffmeyer'schen Untersuchungen eine allgemeinere Grundlage.

Unsere Isobarenkarten (siehe Tafel III und IV) zeigen gewisse umfangreiche Gebiete mit hohem Luftdrucke, welche die atmosphärische Zirkulation in ausgedehntem Masse beherrschen. Wenn auch diese grossen Maxima, ebenso wie die grossen Depressionen, in gewissen Gegenden unserer Erde entweder beständig oder zu gewissen Jahreszeiten fast ausschliesslich anzutreffen sind, so sind doch ihre Grenzen sehr veränderlich und ihre Lage mannigfachen Verschiebungen unterworfen, und diese Aenderungen sind hinreichend, um dem Witterungscharakter unserer Gegenden die verschiedensten Formen zu geben. Für Westeuropa am wichtigsten ist das Maximum, welches von den Bermuden ostwärts über die Azoren und Madeira nach Spanien sich erstreckt. Wenn sich dieses Maximum ohne Aenderung der Breite ostwärts verlagert, so wird durch die südwestlichen Winde der Transport ozeanischer Luft begünstigt und hierdurch ein milder Winter bedingt; verschiebt sich das Maximum nach Frankreich oder Westdeutschland, so sperrt es den Zutritt der Seewinde ab, das Wetter ist ruhig und (abgesehen von Bodennebeln) meist heiter und kalt; wandert endlich das Maximum nordwärts etwa nach dem Biscayischen Busen oder nach den britischen Inseln, so hat dieses im Gefolge nordwestliche und nördliche Winde mit nasskaltem Wetter und häufigen und ergiebigen Schneefällen.

Das Maximum im Osten hat über Zentralasien seine grösste Beständigkeit, indessen kann dasselbe grosse und mannigfache Modifikationen erleiden, und zwar kann sich dasselbe derart teilen, dass etwa das Flussgebiet des Ob das östliche Maximum von demjenigen des Westens scheidet, welch letzteres sich nicht selten westwärts auch über Skandinavien erstreckt, welche Wetterlage in der Regel kontinentale Winde und kalte Winter bedingt (wie z. B. im Januar 1842 und 1879), oder die das Maximum im Osten und dasjenige im Westen trennende Zone liegt mehr westwärts nach Europa zu, wobei das westliche Maximum in der Regel mit dem hohen Luftdrucke über Zentraleuropa sich vereinigt (wie in den kalten Monaten Dezember 1865 und 1879 und im Januar 1882), oder endlich das Maximum verlagert sich südwärts und nimmt an Höhe ab.

Die Umwandlungen, Verschiebungen und Teilungen des Minimums über dem Nordatlantischen Ozean stehen jedenfalls in innigstem

---

[1]) Teisserenc de Bort: Etude sur l'hiver 1879—1880 et recherches sur la position des centres d'action de l'atmosphère dans les hivers anormaux. In Ann. du Bureau Centr. mét. de France. Jahrgang 1883, IV.

Digitized by Google

Zusammenhange mit den eben besprochenen Maxima, insbesondere mit jenem im Süden. Nach Teisserenc de Bort lassen sich folgende Fälle unterscheiden: 1. Ein Minimum liegt über dem Eismeere und Finnmarken, ein zweites an der grönländischen Küste. Diese Druckverteilung bedingt für Nordeuropa einen warmen Winter, während für das Wetter in Mitteleuropa die Lage des barometrischen Maximums entscheidend ist. 2. Das Minimum liegt tiefer, südlich über der Nordsee und der skandinavischen Halbinsel, während relativ hoher Luftdruck das Minimum über Grönland abscheidet. Nicht selten, insbesondere dann, wenn das Maximum der Rossbreiten sich nach Nord verschiebt, bewegen sich an dessen Nordostrande die barometrischen Depressionen südostwärts über Zentraleuropa, wodurch in der Gegend westlich von dieser Bahn nasskaltes Wetter hervorgerufen wird. 3. Das Minimum liegt über den britischen Inseln, in welchem Falle zumeist hoher Luftdruck über Nordrussland zu lagern pflegt. Hierdurch wird milde, aber nicht selten unruhige Witterung für das westliche Mitteleuropa bedingt. 4. Ein Minimum ist an der westfranzösischen Küste ausgebildet, während gleichzeitig Depressionen über dem Mittelmeere auftreten und hoher Luftdruck sich über Westeuropa erstreckt. Bei dieser Druckverteilung bewegen sich die Minima in der kälteren Jahreszeit südostwärts nach dem Mittelmeere hin und die hierdurch bedingten kontinentalen Winde begünstigen die Abkühlung (wie im Januar und Dezember 1871, Februar 1879). 5. In selteneren Fällen kommt ein Minimum in der Gegend der Azoren zur Entwickelung; liegt das Zentrum desselben längere Zeit südlich von den Azoren, so kann diese Störung sehr bedeutend sein. Dieser Zustand ist geeignet, länger anhaltende Kälte und Trockenheit im westlichen Teile von Mitteleuropa hervorzurufen. — Ueberhaupt sind es nicht allein diese Depressionen, welche die ganze Thätigkeit des ozeanischen Minimums zusammensetzen, andere zeigen sich an der Davisstrasse, im Eismeere und besonders über Sibirien oder Russland, welch letztere das asiatische Maximum von dem europäischen trennen.

Aus der gegenseitigen Lage der Maxima und Minima und ihrer Beziehung zu den Witterungszuständen in unseren Gegenden ergeben sich folgende Wintertypen, welche in der Karte auf S. 322 durch Repräsentanten vertreten sind. Ich habe diese Karten dadurch vervollständigt, dass ich neben der Druckverteilung (ausgezogene Linien) die Linien gleicher Temperaturabweichung (punktierte Linien) eintrug, so dass auch die Ausbreitung des Kältegebietes übersichtlich dargestellt ist. Die Kärtchen III und IV erhielten eine ziemlich erhebliche Abänderung, insbesondere für den Westen, da es mir geboten erschien, die Isobaren (mit Berücksichtigung der Breite) mehr an die von Hoffmeyer veröffentlichten genaueren Karten anzulehnen, wenn auch die allgemeine Situation hierdurch wenig verändert wird. Ich bemerke ausdrücklich, dass die folgenden Typen für Frankreich und dessen nächste Umgebung aufgestellt sind, wie jene von Hoffmeyer sich vorzugsweise auf Skandinavien und Dänemark beziehen.

Typus A. Kalt und trocken. Das Maximum über Asien verschiebt sich gewöhnlich nach West und teilt sich derart, dass der

Digitized by Google

westliche Teil sich über das nördliche Russland und Finnland erstreckt und der Luftdruck sowohl nach West als auch nach Süd hin abnimmt, eine Druckverteilung, die am häufigsten im Januar zustande kommt. Es ist einleuchtend, dass bei dieser Situation östliche kontinentale Winde über Mitteleuropa vorwiegen müssen, welche die Kälte Russlands in unsere Gegenden übertragen. Beispiele dieses Typus sind der Januar 1838, 1842, 1861, 1876 und 1879.

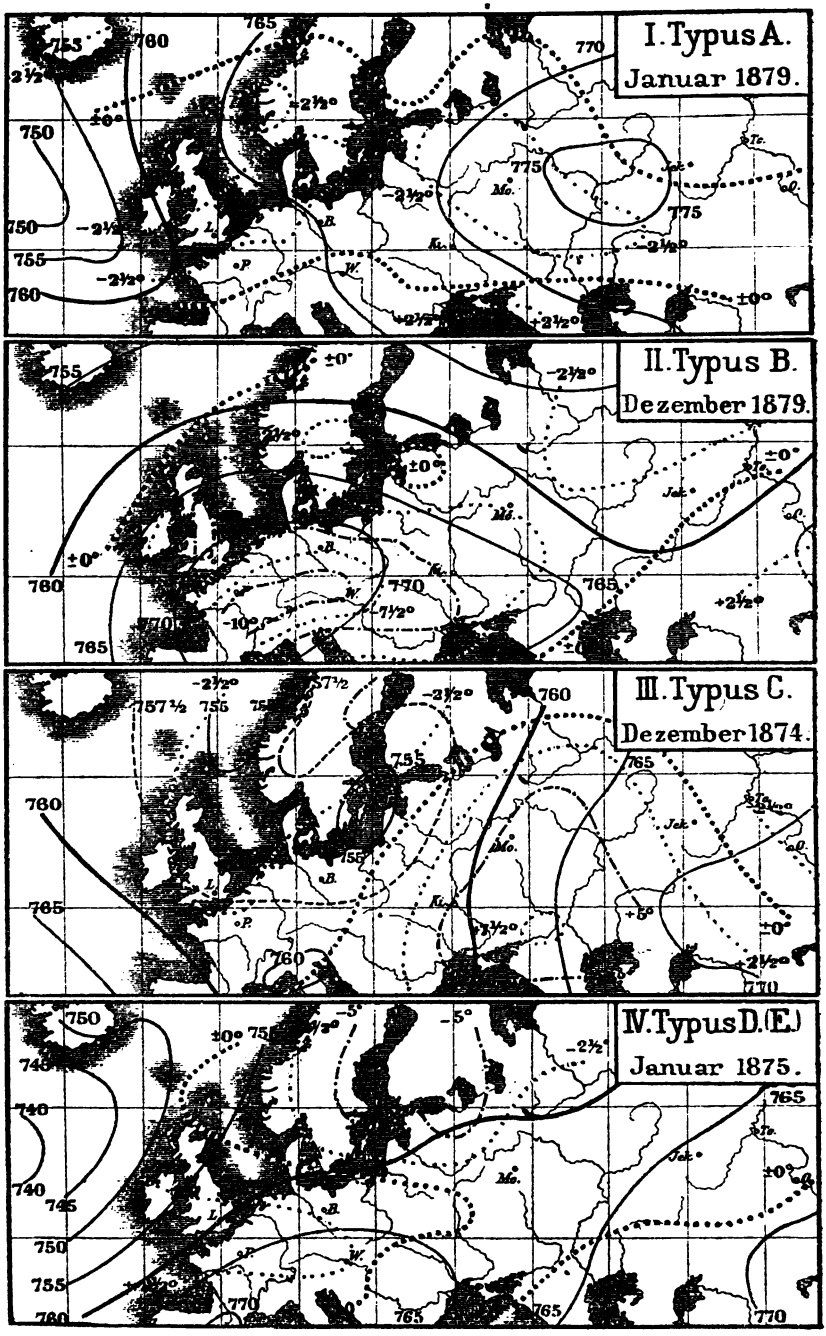
Typus B. Kalt und trocken (Strahlungswinter). Das barometrische Maximum hat sich über den westlichen Teil von Mitteleuropa verlegt, während im Obgebiete und in der Gegend der Azoren der Luftdruck relativ niedrig ist. Dieser Typus ist charakterisiert durch ruhiges, heiteres und trockenes Wetter (abgesehen von Bodennebeln). Der Lufttransport vom Ozean ist für unsere Gegenden abgesperrt, so dass durch die Ausstrahlung die Temperatur erniedrigt wird, insbesondere, wenn vorher eine Schneedecke sich gebildet hat (wie im Dezember 1879). Diesem Typus gehören an: Dezember 1864, 1865, 1873, 1875, 1879 und Januar 1859 und 1864. Zuweilen liegt der Kern des barometrischen Maximums etwa mitten in Deutschland oder noch südlicher, dann werden die weiter nördlich und westlich davon gelegenen Gebietsteile in die ozeanische Luftzirkulation aufgenommen und erfreuen sich milder Witterung, während östlich resp. südlich davon strenge Kälte herrscht. So zeigt eine Vergleichung der Dezembermonate 1865 und 1879, dass die Luftdruckverteilung in beiden Monaten grosse Aehnlichkeit hat, und doch war der Dezember 1865 für Frankreich mild, dagegen der Dezember 1879 (vergl. Karte II) für ganz Mitteleuropa ausserordentlich kalt. Aber im ersteren lag der höchste Luftdruck häufiger im Osten von Frankreich und machte so öfters den Zutritt von Seewinden in den westlichen Kontinent möglich. Der Hauptrepräsentant dieses Typus ist der Dezember 1879, welcher wohl als der kälteste Dezembermonat dieses Jahrhunderts anzusehen ist. Es ist dieser Monat denkwürdig nicht allein wegen der tiefen Kältegrade, sondern ganz besonders durch die Beständigkeit aller Ursachen, welche eine grosse Temperaturerniedrigung in dieser Jahreszeit hervorbringen können. Als solche können für diesen Monat hervorgehoben werden: 1. die geringe Luftbewegung, 2. die sehr geringe Bewölkung und die dadurch bedingte starke Ausstrahlung in den Weltenraum und 3. die lange Anwesenheit einer Schneedecke. Die grösste Kälte herrschte im Innern Frankreichs, in Süddeutschland und Oesterreich, wo das Monatsmittel der Wärme stellenweise bis zu 12° C. unter dem Normalwerte blieb. Einige Temperaturextreme mögen hier angeführt werden: Paris — 25,6, Châlons — 25,1, Clermont — 23,0, Toulouse — 10,2, Montpellier — 11,2, Nizza — 3,5, Hamburg — 19,2, Münster i. W. — 22,4, Berlin — 18,8, Bromberg — 26,4, Königsberg — 26,9, Breslau — 26,1, Kassel — 25,8, München — 25,3, Utrecht — 17,5, Kopenhagen — 8,3, Wien — 20,7, Krakau — 29,6, Basel — 24,0°.

Typus C. Feuchtkalt. Dieser Typus ist charakterisiert durch die Verschiebung des Maximums bei den Azoren nach Nord hin,

Digitized by Google

Fig. 95.

WINTERTYPEN.



Digitized by Google

während relativ niedriger Luftdruck über Zentraleuropa und dem Mittelmeergebiete lagert. Der Druckverteilung entsprechend, breitet sich ein kalter Luftstrom aus dem hohen Norden am Ostrande des hohen Luftdruckes über Westeuropa aus und bringt dort die Temperatur zum Sinken. In der Regel ist dieser Typus gekennzeichnet durch häufige und ergiebige Schneefälle, die nicht selten die Erhaltung und Verstärkung der Winterkälte begünstigen. Vorherrschend war dieser Typus im Dezember 1867, 1870, 1871, 1874, 1878 und im Januar 1868 und 1871.

Typus D und E. Milde Winter. Beide Typen stimmen darin überein, dass dieselben eine Luftdruckverteilung bieten, welche der ozeanischen Luft freien Zutritt in den europäischen Kontinent gestattet, so dass ihre Herrschaft durch milde Witterung mit häufigen Regenfällen charakterisiert ist. Bei Typus D liegt der hohe Luftdruck über der Iberischen Halbinsel und dem Mittelmeere, während das ozeanische Depressionsgebiet sich über den Nordatlantischen Ozean, Nordeuropa und Nordsibirien erstreckt. Dieser Typus ist vertreten im Dezember 1863, 1866, 1874, 1875 und hauptsächlich im Winter 1883/84. Typus E unterscheidet sich von D durch die Verschiebung des asiatischen Maximums nach Nordrussland und des nordatlantischen Minimums nach den britischen Inseln. Diese Typen kamen vor im Dezember 1862, 1872, 1876 und im Januar 1860, 1872, 1873 und 1877.

Einige Monate schliessen sich nicht den vorhin besprochenen Typen an und bilden dann meistens Uebergänge von einem Typus zum anderen. Ausserdem kommen häufig durch den eigentümlichen Verlauf der Isobaren Windverhältnisse vor, welche eine abnorme Temperaturverteilung hervorrufen.

Würden wir diese Untersuchungen auch auf die wärmere Jahreszeit ausdehnen, so würden wir, wie schon aus der Isobarenkarte für den Juli ersichtlich ist, abweichende Verhältnisse finden, indem das Maximum im Osten einer Depression Platz gemacht hat und das nordatlantische Minimum bedeutend abgeschwächt ist. Ausserdem bedingen Maxima und Depressionen im Sommer und Winter nicht denselben Witterungscharakter. Eine eingehende Untersuchung nach dieser Richtung hin würde durchaus lohnend sein.

Alle diese Untersuchungen liefern den sicheren Beweis, dass unsere Witterungszustände, ihre Fortdauer und Aenderungen in innigster und unmittelbarer Verknüpfung mit der allgemeinen Wetterlage und ihren Umwandlungen stehen, und dass ein klares und richtiges Verständnis derselben nur in Anlehnung an diese erfolgen kann. Indessen vollziehen sich innerhalb dieses Rahmens meist rasch vorübergehende Veränderungen, die auf den vorwaltenden Witterungscharakter auf grösserem Gebiete zwar keinen sehr beträchtlichen Einfluss haben, aber doch für die Witterungserscheinungen auf verhältnismässig kleinen Distrikten von eingreifender Bedeutung sind. Barometrische Minima, meistens Randbildungen der grossen Depressionszentren, gleiten oft in rascher Aufeinanderfolge am Rande der grossan barometrischen Maxima fort, äussern auf Wind und Wetter des Gebietes,

Digitized by Google

welches sie durchziehen, im weiteren Umkreise einen ausserordentlichen Einfluss und drücken so der Witterung den Charakter des Veränderlichen, Launenhaften auf. Als eine vermittelnde oder ergänzende Untersuchung über diesen Gegenstand dürfte die von mir über „Typische Witterungserscheinungen" angestellte angesehen werden, welche ich Anfang des Jahres 1882 (also etwas vor dem Erscheinen der Abhandlung Teisserenc de Bort's) in der Einleitung zu der „Monatlichen Uebersicht der Witterung" auszugsweise und bald darauf im „Archiv der Seewarte" in ausführlicher Behandlung veröffentlichte (siehe oben Anmerkung S. 310).

Eine kurze Wiedergabe der Ergebnisse dieser Untersuchung dürfte hier nicht überflüssig sein, da dieselbe eine Uebersicht über die in unseren Gegenden am häufigsten vorkommenden Wetterlagen gewährt und Anhaltspunkte zur Beurteilung ihres Verlaufes bietet.

Wenn wir auch über die Entwickelung, Verwandlung und Wirkung der Depressionen, über die vielen, manchmal scheinbar unbedeutenden Modifikationen in der Wetterlage, die jedoch häufig ausserordentliche Aenderungen der Witterung hervorbringen, in vielen einzelnen Fällen noch im unklaren sind, so erscheint es doch von hoher Wichtigkeit, die durchschnittlichen Verhältnisse zu kennen, um hieraus sozusagen eine schematische Uebersicht der Witterungsvorgänge abzuleiten, deren Vergleichung mit den Einzelfällen sehr lehrreich ist. Um feste Anhaltspunkte zur Gruppierung der so ausserordentlich mannigfaltigen Witterungsvorgänge zu erhalten, lehnen wir diese an die oben besprochenen Zugstrassen an, welches Vorgehen schon von vornhererein erwarten lässt, dass wir Gruppen von gleichartigen Witterungserscheinungen erhalten werden. Da die Wirkung der Luftdruckverteilung für die wärmere und kältere Jahreszeit, wie bereits bemerkt, eine verschiedene ist, so erscheint es geboten, die Beziehungen der Witterungsvorgänge zu den Zugstrassen getrennt für beide Jahreszeiten zu betrachten.

1. Zugstrasse I. 1. Kältere Jahreszeit. (Siehe Fig. 119.) Diese Zugstrasse ist für die Witterungsverhältnisse des westlichen und nordwestlichen Europa entschieden die wichtigste. Das barometrische Minimum geht bei dieser Zugstrasse nordwestlich und nördlich von Europa vorüber, für das nordwestliche Europa südliche bis westliche Winde mit feuchter, milder Witterung verursachend. Von entscheidender Bedeutung für die Witterungsverhältnisse unserer Gegenden ist bei dieser Zugstrasse die Lage des barometrischen Maximums, indem hierdurch der Wirkungskreis des Minimums bestimmt wird. Wir unterscheiden hier drei verschiedene Fälle, je nachdem das barometrische Maximum über Südosteuropa (insbesondere Oesterreich-Ungarn) oder Südeuropa (hauptsächlich Südfrankreich und dem Alpengebiet) oder Zentraleuropa lagert. Die beiden ersteren Fälle, welche auch häufig kombiniert vorkommen, sind die häufigeren.

a) Maximum über Südosteuropa. Die Isobaren über Mitteleuropa haben eine nordöstliche Richtung, so dass die ozeanische Luft

Digitized by Google

Fig. 96.

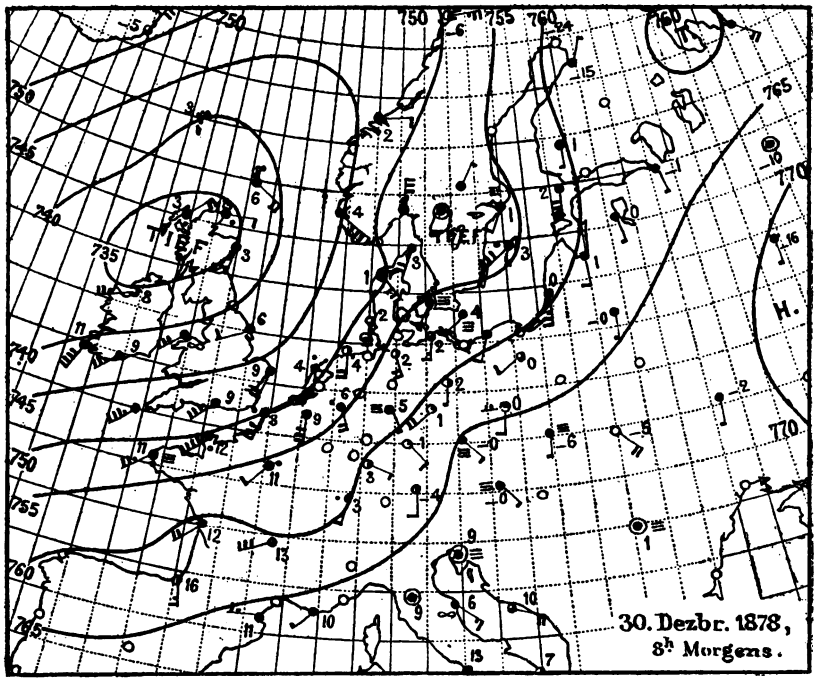
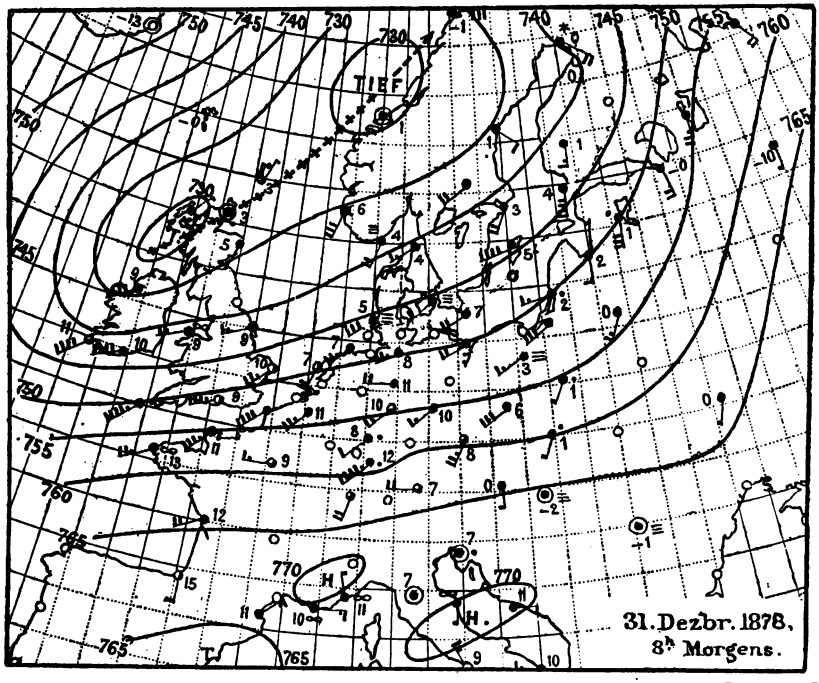


Fig. 97.



Digitized by Google

über Süd- und Mitteleuropa freien Zutritt hat, welche um so stärker bewegt ist, je grösser die Luftdruckunterschiede sind. Ist dieser Typus ganz rein ausgeprägt, was übrigens in selteneren Fällen der Fall ist, so breitet sich das warme Wetter über das ganze nordwestliche und mittlere Europa aus, wobei das Regengebiet westostwärts vorzudringen pflegt. In den meisten Fällen kommen auf der Südseite des Hauptminimums, entweder auf dem Ozean oder im Süden der britischen Inseln, Randbildungen vor, welche, in Form von Furchen niederen Druckes ostwärts fortschreitend, die ozeanische Luftströmung aus niederen Breiten von unseren Gegenden abhalten, so dass zunächst südöstliche und südliche, dann westliche und nordwestliche Winde zur Herrschaft kommen. Diese Randbildungen sind besonders in der Gegend des Kanals ausserordentlich häufig, und zwar nicht allein bei diesem Typus, sondern überhaupt bei allen Depressionen, welche über Nordwesteuropa vorbeischreiten, und diese haben auf den Verlauf unserer Witterungsphänomene einen sehr grossen Einfluss. Durch diese Teilbildungen geht das ganze Depressionsgebiet nicht selten über in eine breite Furche niedrigen Luftdruckes, insbesondere dann, wenn im Mittelmeer eine grössere Depression lagert. Eine solche Furche ist dann charakterisiert durch trübes, regnerisches, im Osten warmes, im Westen kaltes Wetter.

Als Beispiel dieser Wetterlage wähle ich die Wetterkarten vom 30. und 31. Dezember 1878 (Fig. 96 u. 97).

Am 30. Dezember 8 Uhr morgens liegt ein tiefes Minimum von etwa 730 mm bei den Hebriden, seinen Wirkungskreis über ganz Westeuropa ausbreitend, während ein Maximum über 770 mm über Südosteuropa lagert. Der ozeanische Luftstrom ergiesst sich über Frankreich, Deutschland und über das Nord- und Ostseegebiet. Am stärksten ist dieser Luftstrom auf der Südseite des Minimums, und hier ist auch die Erwärmung am grössten. In Frankreich liegt die Temperatur 10—15° über dem Gefrierpunkte, an der westdeutschen Grenze herrscht noch eine Temperatur von 5°, während die ostdeutsche Grenze nahezu mit der Frostgrenze zusammenfällt; am Finnischen Busen, welcher noch im Bereiche der warmen ozeanischen Luftströmung liegt, herrscht eben noch Tauwetter, wogegen Haparanda, welches von diesem Strome abgeschlossen ist, — 24° C. aufweist. Auf der Süd- und Ostseite der Cyklone ist das Wetter trübe, vielfach fällt Regen, nur in Deutschland herrscht zur Beobachtungsstunde noch vielfach heiteres oder nebeliges Wetter.

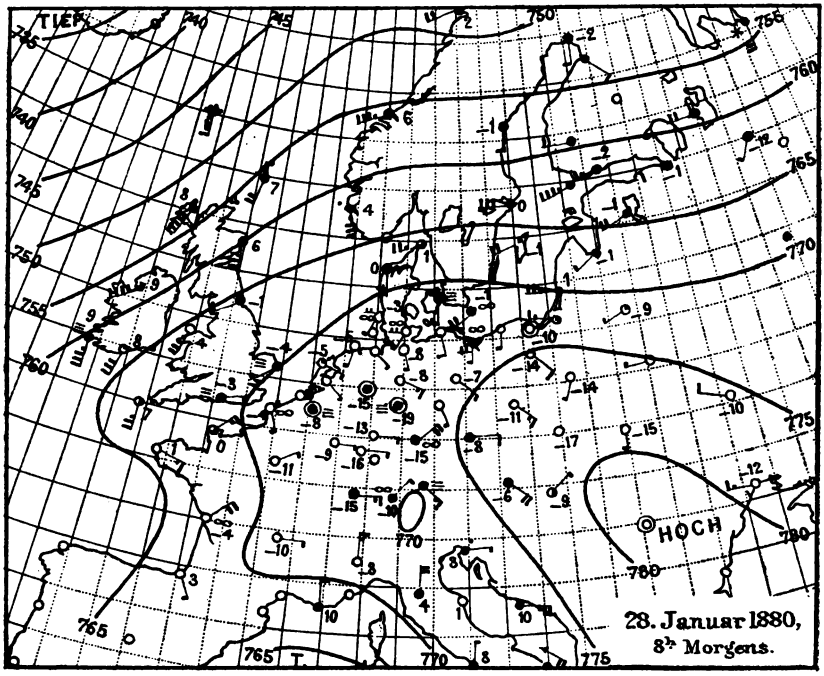
Die Karte vom 31. Dezember weist nach, dass in den vorhergehenden 24 Stunden das Minimum, auf der Zugstrasse I fortwandernd, nach der norwegischen Küste fortgeschritten ist, an seiner Stelle ist ein anderes Minimum von derselben Tiefe erschienen. Zwei barometrische Maxima liegen über Südeuropa, eins über Südfrankreich und das andere über der Adria. Diesen Aenderungen entsprechend, hat der ozeanische Luftstrom einen weiteren Antrieb nach Ost hin erhalten und dringt mit grosser Lebhaftigkeit in den Kontinent ein und verbreitet sich auch weit in die nördlichen Länder, seinen Einfluss überall hin kennzeichnend durch Erwärmung und Regen-

Digitized by Google

fälle. Die Isotherme von 10° ist nach dem westlichen Deutschland, diejenige von 5 nach dem östlichen Deutschland gerückt, während die Frostgrenze sich nach dem Innern Russlands verlegt hat; Haparanda hat Tauwetter. In Deutschland hat sich das Wetter sehr geändert: an Stelle der heiteren, meist trockenen Witterung ist trübes Wetter mit Niederschlag getreten, in den letzten 24 Stunden ist in ganz Deutschland Regen gefallen, an der Küste bis zu 13, im Binnenlande bis zu 15 mm. Das Minimum über Schottland schlägt denselben Weg ein wie sein Vorgänger und erzeugt in der Neujahrsnacht Südweststurm.

Breitet nun aber das Maximum im Südosten seinen Wirkungskreis weit westwärts, etwa über Deutschland hinaus, aus, und ist

Fig. 98.



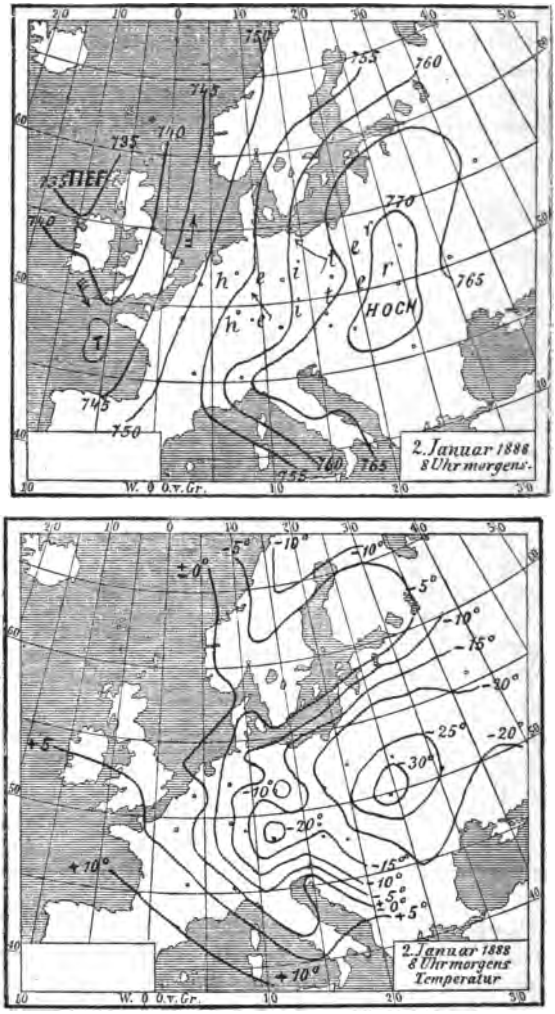
über Südwesteuropa der Luftdruck relativ niedrig, so hat die ozeanische Luft zu unseren Gegenden keinen Zutritt und der Witterungscharakter ist ein ganz anderer, als wir ihn eben dargestellt haben. Sehr schön zeigt dieses die Wetterkarte vom 28. Januar 1880, welche dem denkwürdigen strengen Winter 1879/80 angehört (Fig. 98).

Der Gegensatz der vorhin dargestellten Witterungserscheinungen zu denjenigen im letzteren Falle ist sehr auffallend: im ersteren Falle warmes, regnerisches Wetter bei lebhaftem ozeanischem Luftstrome, im letzteren eisig kaltes und heiteres Wetter mit schwachen kontinentalen Winden.

Digitized by Google

Wesentlich für das Zustandekommen dieser Zugstrasse erscheint der Umstand, dass der Luftdruck über Nord- und Nordosteuropa verhältnismässig niedrig ist, indem im anderen Falle die Depressionen die Neigung haben, nordwärts fortzuwandern. Einen solchen Fall zeigt die Wetterkarte vom 2. Januar 1888, bei welcher das Maximum

Fig. 99.



im Osten sich weithin nach dem Norden ausgebreitet hat. Hier haben die Isobaren eine nördliche Richtung, so dass auch hier keine Luft vom Ozean in unsere Gegenden gelangen kann. Bemerkenswert sind hier zwei Kältezentren, von denen das eine (— 24°) bei München, das andere (— 31°) bei Lemberg liegt (Fig. 99).

Digitized by Google

b) Maximum über Südeuropa. Bei dieser Wetterlage haben die Isobaren eine mehr östliche Richtung als bei der vorhergehenden und herrscht lebhafte, vielfach stürmische, zunächst südwestliche, nachher gewöhnlich westliche und nordwestliche Luftströmung. Das Regenwetter dringt in der Regel tief in den Kontinent hinein, wobei die Temperatur sich erheblich über ihren Durchschnittswert erhebt, d. h. wenn, wie dieses häufig zu geschehen pflegt, ein zweites Minimum nachfolgt; ist dieses nicht der Fall, so ist Abnahme der Temperatur die Regel. Im ersteren Falle schiessen die Winde nach Nordwest und Nord aus, im letzteren drehen sie wieder nach Südwest und Süd mit aufklarender Witterung zurück.

Die Wetterkarte vom 2. Januar (Fig. 100) zeigt ein Maximum von über 775 mm über Südwesteuropa und ein Minimum unter 720 mm, ostwärts fortschreitend, östlich von Irland. In lebhaftem, stellenweise stürmischem Strome überfluten die feuchtwarmen Seewinde unsere Gegenden. Das Wetter ist trübe, regnerisch und ungewöhnlich warm. Am folgenden Morgen (Fig. 101) liegt das Minimum über Nordskandinavien, während das barometrische Maximum sich etwas nordwärts nach den britischen Inseln ausgebreitet hat. Dementsprechend sind im Nordseegebiete die Winde, ohne ihren Charakter als Seewinde zu verlieren, mehr nach Nord umgegangen und haben einen böigen Charakter angenommen. Die Temperatur liegt zwar noch erheblich über dem Durchschnittswerte, ist aber an allen deutschen Stationen gesunken.

c) Maximum über Zentraleuropa. Diese Situation ist charakterisiert durch heiteres oder nebeliges Wetter mit schwachen lokalen, kontinentalen Winden ohne erhebliche Niederschläge. Dabei werden die Wärmeverhältnisse weniger bedingt durch horizontale Luftströmungen, als durch die Insolationsverhältnisse und den vertikalen Luftaustausch. Für ein bestimmtes Gebiet sind also in Betracht zu ziehen neben den vorherrschenden Winden und ihrem Ursprung die Himmelsbedeckung, das Vorhandensein oder Fehlen einer Schneedecke und insbesondere die dynamischen Wirkungen des absteigenden Luftstromes.

Wie verschieden bei anscheinend derselben Wetterlage die Temperaturverhältnisse sein können, zeigen die beiden Wetterkarten vom 22. Dezember 1879 (Fig. 102) und vom 19. Januar 1884 (Fig. 103): im ersteren Falle sehr strenge Kälte, im zweiten warmes Wetter. Zur Erklärung dieser auffallenden Erwärmung müssen wir annehmen, dass die oberen Luftströme, welche, wie wir oben gesehen haben, über dem Maximum herabsinken und sich durch die Verdichtung erheblich erwärmen, im letzteren Falle die Erdoberfläche berühren. In dem strengen Winter 1879/80 kommen mehrere solche merkwürdige Erwärmungen vor, welche sich nur auf diese Weise erklären lassen.

2. Wärmere Jahreszeit. Das barometrische Maximum liegt in dieser Jahreszeit am häufigsten über Zentraleuropa. Das Maximum sowohl wie das Minimum sind im allgemeinen viel weniger entwickelt, wie in der kälteren Jahreszeit, und daher ist die Luftbewegung in der ersteren schwächer als in der letzteren.

Digitized by Google

Fig. 100.

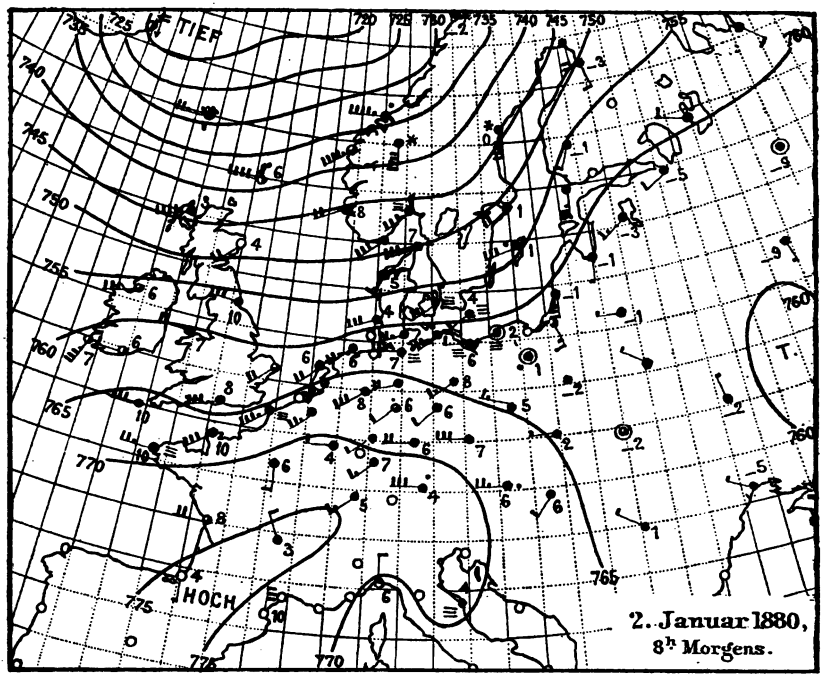
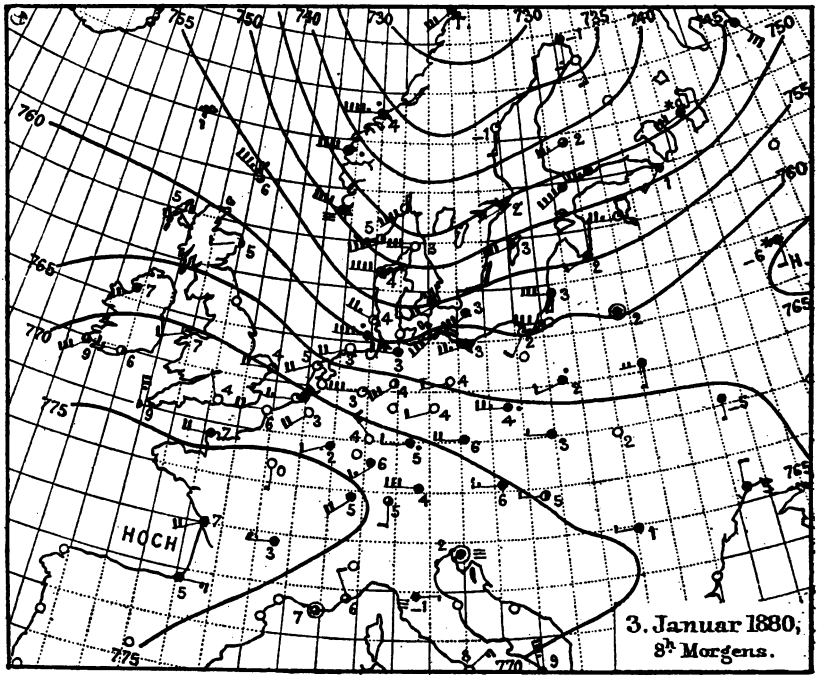


Fig. 101.



Digitized by Google

Fig. 102.

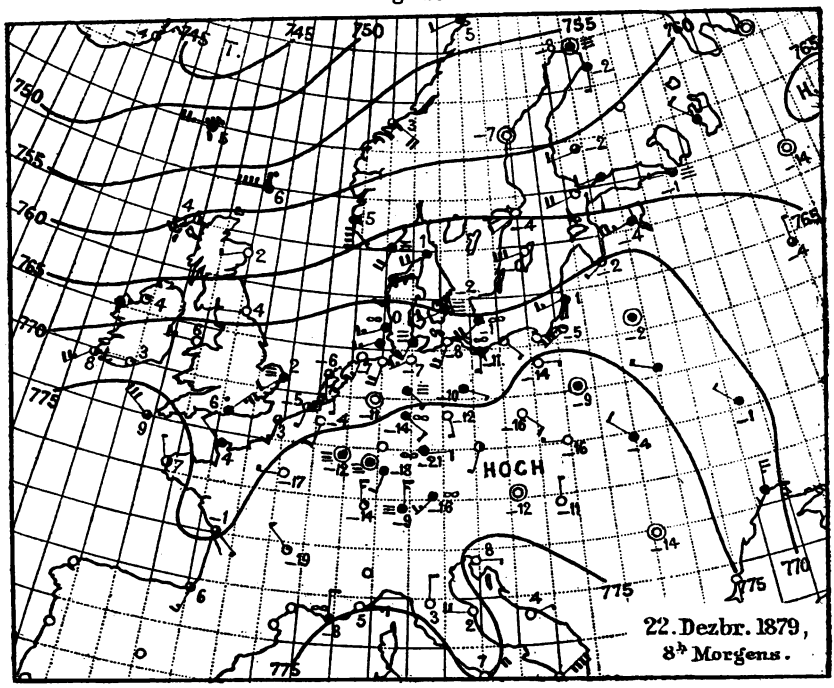
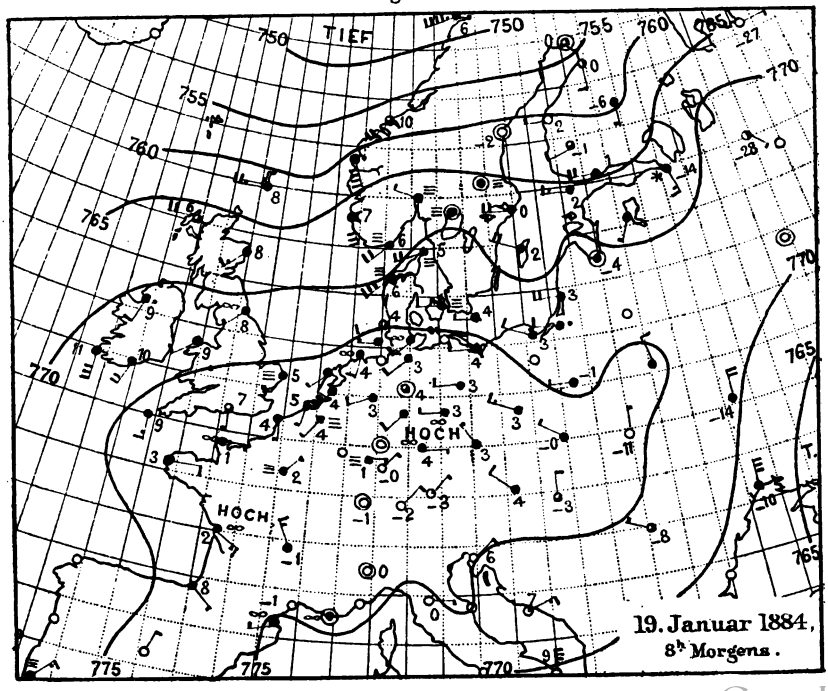


Fig. 103.



Digitized by Google

a) Maximum über Südosteuropa. Der Charakter des Wetters ist ruhig, heiter und warm, indessen wird derselbe sehr häufig durch ausgedehnte Gewittererscheinungen unterbrochen, welche nicht selten von heftigen Niederschlägen begleitet sind. Häufig kommt bei dieser Wetterlage auf der Südseite des Hauptminimums, etwa vor dem Kanal oder im südlichen Nordseegebiet, eine Teildepression zur Entwickelung, und diese hat in der Regel die Ausbildung von Gewitterböen zur Folge, welche mit der Teildepression ostwärts insbesondere über das nördliche Deutschland fortziehen.

b) Maximum über Südeuropa. Diese Wetterlage unterscheidet sich von der eben besprochenen durch grössere Bewölkung, geringere Wärme, geringere Häufigkeit der Gewitter und durch lebhaftere Luftbewegung in unseren Gegenden. In der Regel ist die Bewölkung veränderlich und nimmt, wenn sich das Maximum nach Zentraleuropa verlegt, ab, oder macht nebeligem Wetter Platz. Die Aenderungen der Temperatur hängen hauptsächlich von der Bewegung des Maximums ab; bleibt dieses, wie es gewöhnlich der Fall ist, über Südwesteuropa stationär, so tritt Abkühlung ein, dagegen meist Erwärmung, wenn sich dasselbe nach Zentraleuropa oder nach Osten hin verlegt. Niederschläge sind bei dieser Wetterlage häufig, insbesondere beim Erscheinen und beim Vorübergange der Depression, Gewitter sind nicht so häufig und ausgedehnt, wie bei der vorher besprochenen Wetterlage, jedoch sind in etwa der Hälfte der Fälle in Deutschland irgendwo Gewitter zu erwarten.

c) Maximum über Zentraleuropa. In der wärmeren Jahreszeit kommt diese Situation am häufigsten vor; sie ist charakterisiert durch sehr ruhiges, heiteres und trockenes, nur im Frühjahr und Herbst vielfach nebeliges Wetter. Dabei ist die Temperatur beim Erscheinen der Depression nahezu normal und erhebt sich dann bei weiterem Fortschreiten derselben über den Normalwert; die Nachmittagstemperaturen haben häufig einen sehr hohen Wert. Gewitter sind bei dieser Wetterlage sehr selten und kommen dann nur vereinzelt, höchst selten in grösserer Ausdehnung vor. Auch wenn Niederschläge stattfinden, sind dieselben nur gering und auf kleinere Gebiete beschränkt. Das barometrische Maximum wandert ebenso oft nach West als nach Ost und ist ebenso oft stationär. Die Wetterkarten vom 18. und 19. Mai 1878 (Fig. 104 u. 105) veranschaulichen recht gut diese Wetterlage.

2. Zugstrasse II. 1. Kältere Jahreszeit. Der Luftdruck ist bei dieser Zugstrasse am höchsten gewöhnlich über Spanien oder über Südfrankreich, seltener über dem Alpengebiet oder Italien und noch seltener über Zentral- und Südosteuropa; am niedrigsten ist der Luftdruck über dem ganzen nördlichen Europa. Der Verlauf der Isobaren ist auf der Südseite der Depression ostwärts gerichtet, während die kontinentale Achse d. h. der Rücken höchsten Luftdruckes, durch Spanien, Südfrankreich und Oesterreich-Ungarn

Digitized by Google

Fig. 104.

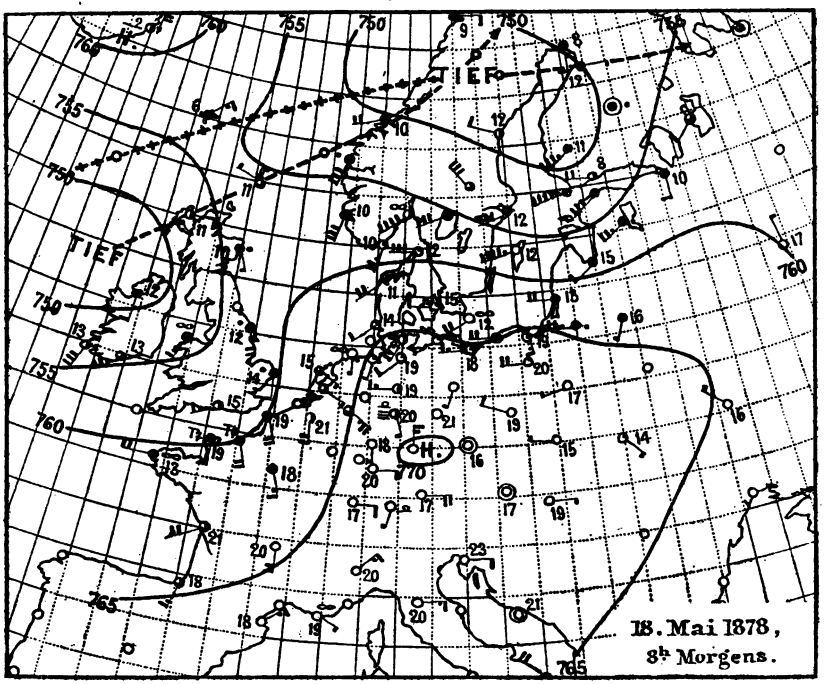
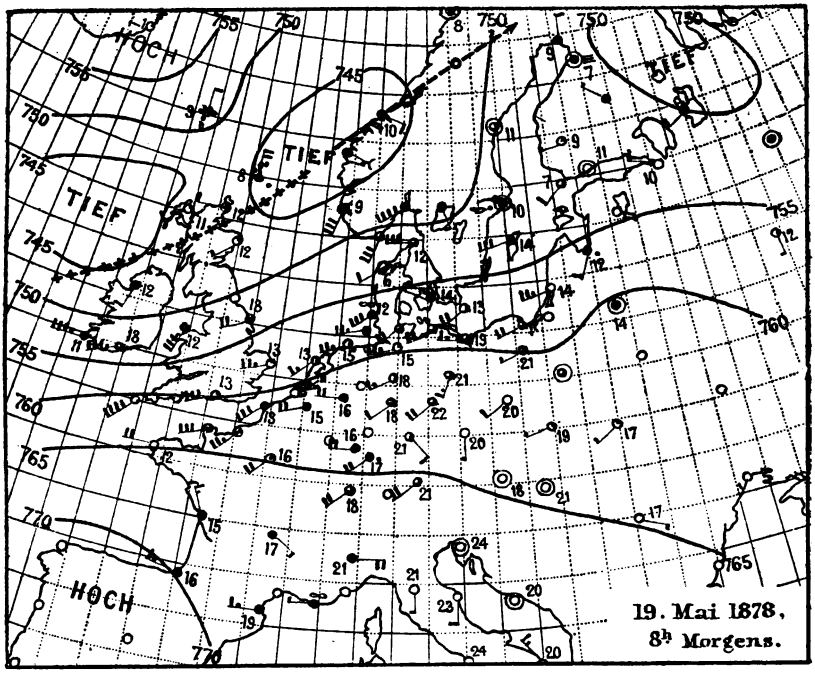


Fig. 105.



Digitized by Google

nach dem Schwarzen Meere verläuft. Die Luftbewegung ist bei dieser Wetterlage ausserordentlich lebhaft, meist stürmisch, nicht allein für die Küste, sondern auch für das Binnenland, wobei beim Vorübergange und auf der Rückseite stürmische Böen aus West und Nordwest zur Entwickelung kommen. Bei dieser Zugstrasse kam eine Reihe sehr schwerer Stürme vor, von denen ich aus neuester Zeit insbesondere folgende hier hervorhebe: 14. und 15. Oktober 1881, 28. und 29. Oktober 1884, 5. und 6. November 1882, 29., 30. und 31. Dezember 1882, 5. Dezember 1885, 27. und 28. Februar 1883, 18., 19. und 20. Februar 1882. Die Temperaturverteilung liegt beim Erscheinen der Depression über ganz Mitteleuropa erheblich über dem Normalwerte und behält ihren Wert während des ganzen Verlaufes der Erscheinung; nur wenn beim Vorübergange der Luftdruck auf der Rückseite rasch ansteigt und böige nordwestliche und nördliche Winde einsetzen, erfolgt unter von der jeweiligen Temperaturverteilung abhängigen Umständen rasche Abkühlung, welche zuweilen von Gewittererscheinungen begleitet ist. Die Bewölkung ist für diese Zugstrasse beträchtlich grösser, wie bei Zugstrasse I. Ausserordentlich gross ist bei dieser Zugstrasse die Regenwahrscheinlichkeit: in dem ganzen Gebiete nördlich von den Alpen bis hinauf nach Nordskandinavien liegt diese über 0,50.

Die Wetterkarte vom 7. Januar 1882 (Fig. 106) veranschaulicht den Witterungszustand bei der Herrschaft dieser Zugstrasse. Unter der Wechselwirkung eines tiefen barometrischen Minimums über Skandinavien und eines hohen Maximums über Spanien wehen im Nord- und Ostseegebiet lebhafte, vielfach stürmische südwestliche Winde. Ueberall ist das Wetter trübe, auf der Südseite regnerisch und allenthalben ungewöhnlich warm; Deutschland hat bis zu 11° Wärmeüberschuss. Aber über den britischen Inseln ist Abkühlung eingetreten, die sich bis zum folgenden Tage über Frankreich und Deutschland ausbreitet.

2. Wärmere Jahreszeit. Die Luftdruckverteilung ist ganz ähnlich derjenigen in der kälteren Jahreszeit, und es zeigt sich im Westen eine Tendenz zur Entwickelung eines neuen barometrischen Minimums auf der Rückseite. Auch der Verlauf der kontinentalen Achse entspricht demjenigen der kälteren Jahreszeit. Im Gegensatz zu der kälteren Jahreszeit ist das Wetter auf der Südseite der Depression kühl, insbesondere über Frankreich und Westdeutschland. Obgleich die Bewölkung für unsere Gegend im Durchschnitt nicht sehr erheblich ist, so sind doch Niederschläge sehr häufig und ergiebig, meistens von ausgebreiteten Gewittern begleitet, welche mit den häufigen Randbildungen auf der Südseite der Hauptdepression in Zusammenhang stehen. Die Luftbewegung ist bei dieser Wetterlage lebhaft, starke Winde sind nicht selten, zuweilen kommen stürmische Winde von grösserer Ausdehnung vor.

Ein Beispiel dieser Wetterlage gibt Fig. 107, die Wetterkarte vom 22. Mai 1878. Das barometrische Maximum erstreckt sich vom Biscayischen Busen ostwärts nach Galizien hin, während das Minimum über Schweden einen Ausläufer nach der östlichen Ostsee entsendet, welcher gleichzeitig mit der Depression ostwärts fortschreitet. Der

Digitized by Google

Fig. 106.

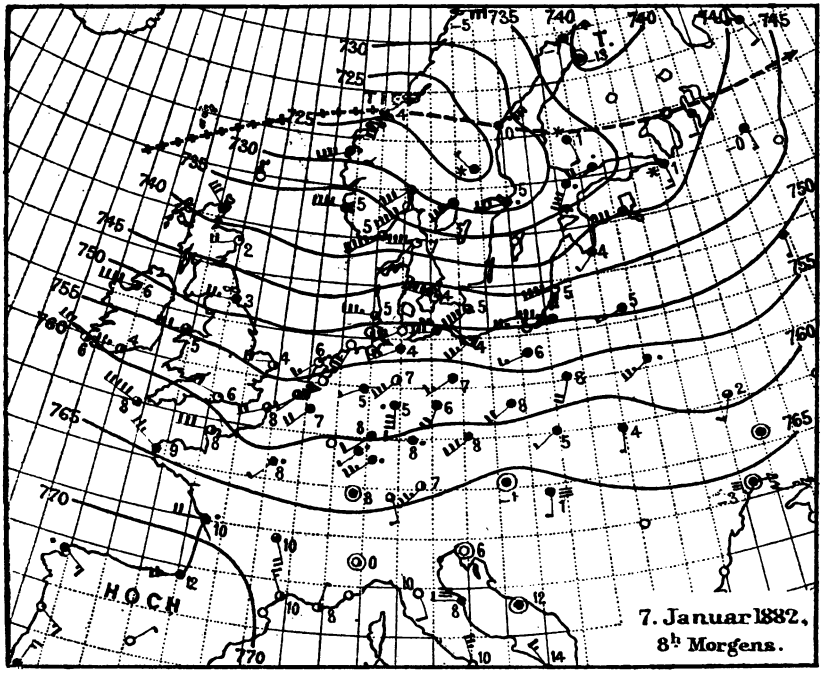
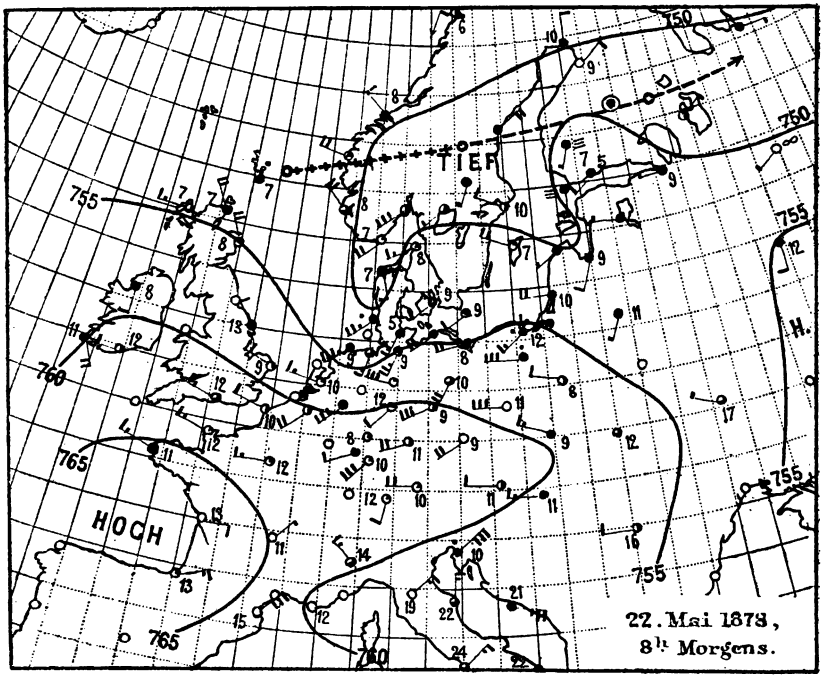


Fig. 107.



Digitized by Google

Vorübergang dieser Teildepression macht sich bemerkbar durch starke bis stürmische Böen, rechtsdrehende, nach Nordwest umgehende Winde und Gewittererscheinungen. Letztere fanden statt am 23. um Mittag in der Gegend von Kiel, am Nachmittage bei Rostock und in der Nacht zu Memel; auf dieser ganzen Strecke traten Regenböen ein, wenn auch die Regenmengen nicht sehr gross waren. In Deutschland fand beim Vorübergange des Phänomens überall Trübung statt, stellenweise stellte sich Regenwetter ein. Die Temperatur hielt sich andauernd unter dem Normalwerte mit einer weiteren Abkühlung am 22. in ganz Deutschland.

3. Zugstrasse III. 1. Gruppe IIIa. Das barometrische Maximum liegt südwestlich von den britischen Inseln und breitet sich weit nach Nord hin aus, so dass die Isobaren über Westeuropa nach Südost verlaufen. Das Maximum zeigt meistens nur geringe Verschiebungen. Die kontinentale Achse verläuft vom Ozean ostwärts über Nordspanien nach der Adria hin. Die Gradienten auf der Südwestseite der Depression sind durchschnittlich steil, und daher sind die Winde im Nordseegebiete in der Regel stürmisch. Da diese Winde gewöhnlich in heftigen Böen aus Nordwest wehen, sind sie nicht selten für Schiffahrt und Fischerei äusserst gefährlich. Dringen die kalten Nordwestwinde in ein hoch temperiertes Gebiet ein, so sind Gewittererscheinungen häufig.

Die Isothermen auf der Südwestseite der Depression verlaufen durchschnittlich nach Südost, und es liegt die Temperatur in Westdeutschland ziemlich erheblich über dem Normalwerte, dagegen im Nordosten unter demselben; bei weiterem Verlauf der Erscheinung folgt in der Regel im Westen Abkühlung. Bewölkung und Niederschlagshäufigkeit sind bei dieser Zugstrasse erheblich. Als Beispiel diene die Wetterkarte vom 31. Januar 1877 (Fig. 108), an welchem Tage an der deutschen Küste heftige Stürme herrschten und die deutsche Nordsee von einer verheerenden Sturmflut heimgesucht wurde.

2. Gruppe IIIb. Ausser dem Maximum im Westen liegt gewöhnlich noch ein zweites im Osten. Auf der Süd- und Südostseite der Depression entwickeln sich ziemlich steile Gradienten, während auch die Temperatur im Osten ansteigt. Nach Vorübergang erfolgt erhebliche Abkühlung, die sich über ganz Mitteleuropa ostwärts bis weit in Russland hinein ausbreitet. Wie bei Gruppe IIIa ist auch hier die Windstärke bedeutend und haben die Winde einen entschieden böigen Charakter, wobei nicht selten Gewitter zur Entladung kommen. Auch Bewölkung und Niederschläge sind nicht minder erheblich als bei Gruppe IIIa.

Als Beispiel diene die Wetterkarte vom 2. Oktober 1880 (Fig. 109). Eine Vergleichung dieser Wetterkarte mit derjenigen vom 31. Januar zeigt erhebliche Verschiedenheiten in der Luftdruck- und Temperaturverteilung.

4. Zugstrasse IV. 1. Kältere Jahreszeit. Das barometrische Maximum liegt in der Regel über Südost- oder Osteuropa, während

Digitized by Google

eine Furche niedrigen Luftdruckes sich nach Nord- oder Nordosteuropa erstreckt. Die Luftbewegung ist in der Regel lebhaft, zuweilen stürmisch, wobei nicht selten Gewitter auf der Rückseite vorkommen. Bei dieser Wetterlage liegt die Temperatur in unseren Gegenden erheblich über dem Normalwerte, worauf nach Vorübergang wieder Abkühlung erfolgt, falls diese nicht eine neue Depression im Westen verhindert. Trübes, regnerisches Wetter ist für diese Zugstrasse charakteristisch.

Die Wetterkarte vom 14. Oktober 1881 (Fig. 110) illustriert einen für die britischen Inseln, das Nordsee- und westliche Ostseegebiet, sowie für das deutsche Binnenland ungewöhnlich heftigen Sturm, welcher dieser Zugstrasse angehört.

Ein Minimum von 720 mm liegt an der Nordwestküste Jütlands, wo nur schwache Winde herrschen, seinen Wirkungskreis über Europa bis nach dem Innern Russlands ausbreitend, in weiter Umgebung überall Sturm erzeugend. Eine Vergleichung der Windverhältnisse über dem Nordseegebiet ergibt äusserst günstige Verhältnisse, grosse Wassermassen an unserer Nordseeküste anzustauen und in die Flussmündungen hineinzutreiben. Die durch diese Wetterlage in der Nacht auf den 15. Oktober 1881 verursachte Sturmflut war in der That eine ausserordentlich hohe und von vielen und argen Verwüstungen begleitet.

2. Wärmere Jahreszeit. Die Zugstrasse IV ist in dieser Jahreszeit häufiger vertreten als in der kälteren. Die Isobaren und Isothermen verlaufen durchschnittlich nach Ostnordost. Die Luftbewegung ist meist nur mässig, Bewölkung und Regenwahrscheinlichkeit sind auch in dieser Jahreszeit sehr beträchtlich, und besonders hervorzuheben ist die Gewitterhäufigkeit, welche diese Zugstrasse charakterisiert. Die auf dieser Zugstrasse ziehenden Depressionen sind fast stets von Gewittererscheinungen begleitet, welche sich meistens mehrere Tage hindurch wiederholen.

5. Zugstrasse Va. Diese Zugstrasse gehört der kälteren Jahreszeit an, indessen ist sie auch in den Frühlings- und Herbstmonaten vertreten. Während das Hauptmaximum auf dem Ozean lagert, finden wir in der Regel noch ein zweites Maximum im Nordosten, so dass zwischen beiden eine Zone niedrigen Luftdruckes lagert. Da die Depressionen dieser Zugstrasse meist wenig entwickelt sind, sondern meistens ein grösseres, abgeschlossenes Gebiet niederen Luftdruckes darstellen, so ist die Luftbewegung in der Umgebung des Minimums meistens nur schwach. Die Isothermen verlaufen über der Nordwesthälfte Europas nach Südost, nach Süd hin ostwärts umbiegend. Die Temperatur liegt dabei erheblich unter dem Normalwerte, die Bewölkung und die Niederschlagswahrscheinlichkeit sind für das maritime Europa sehr beträchtlich, woran sich Deutschland indessen öfters nicht beteiligt. Gewitter kommen bei dieser Zugstrasse selten zum Ausbruch.

Digitized by Google

Fig. 108.

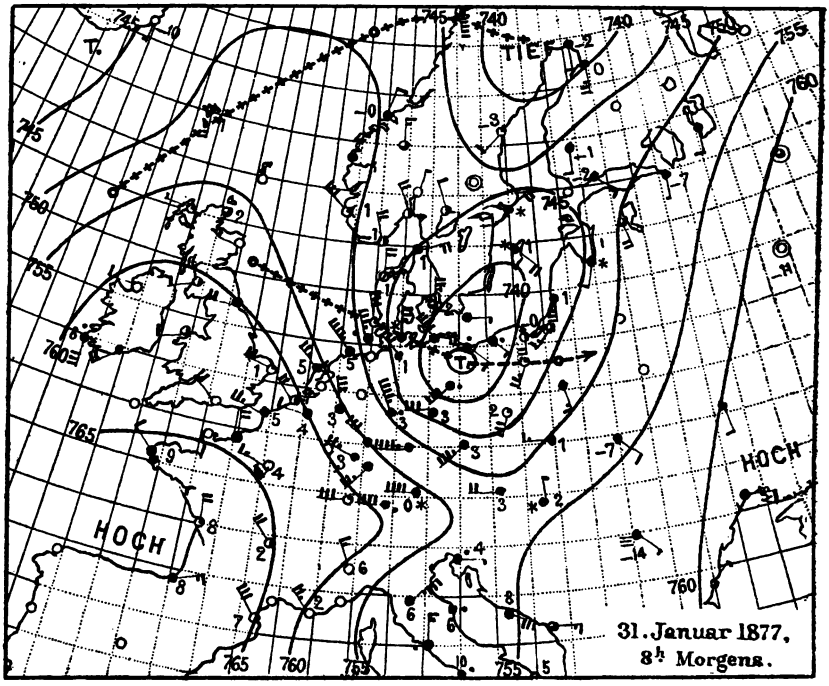
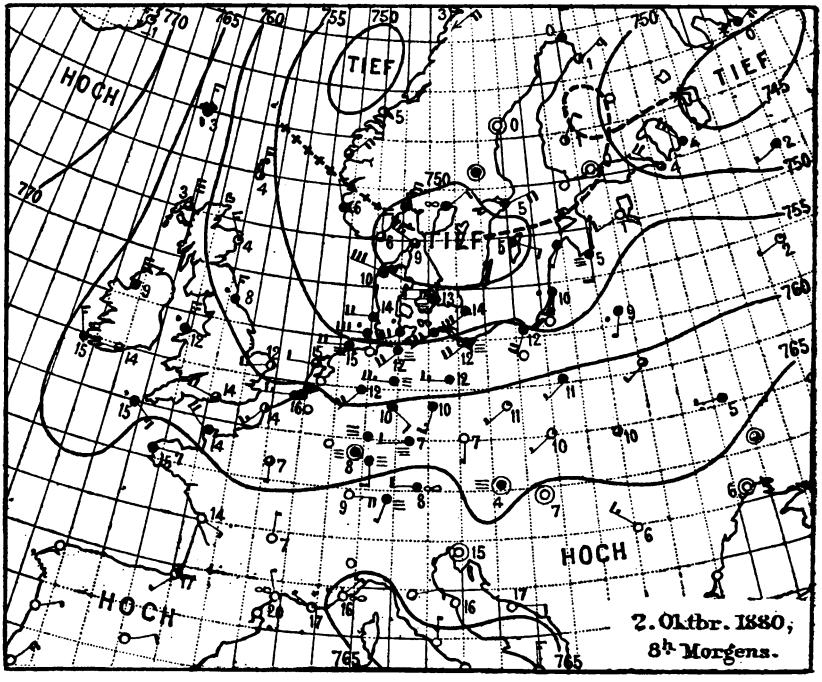
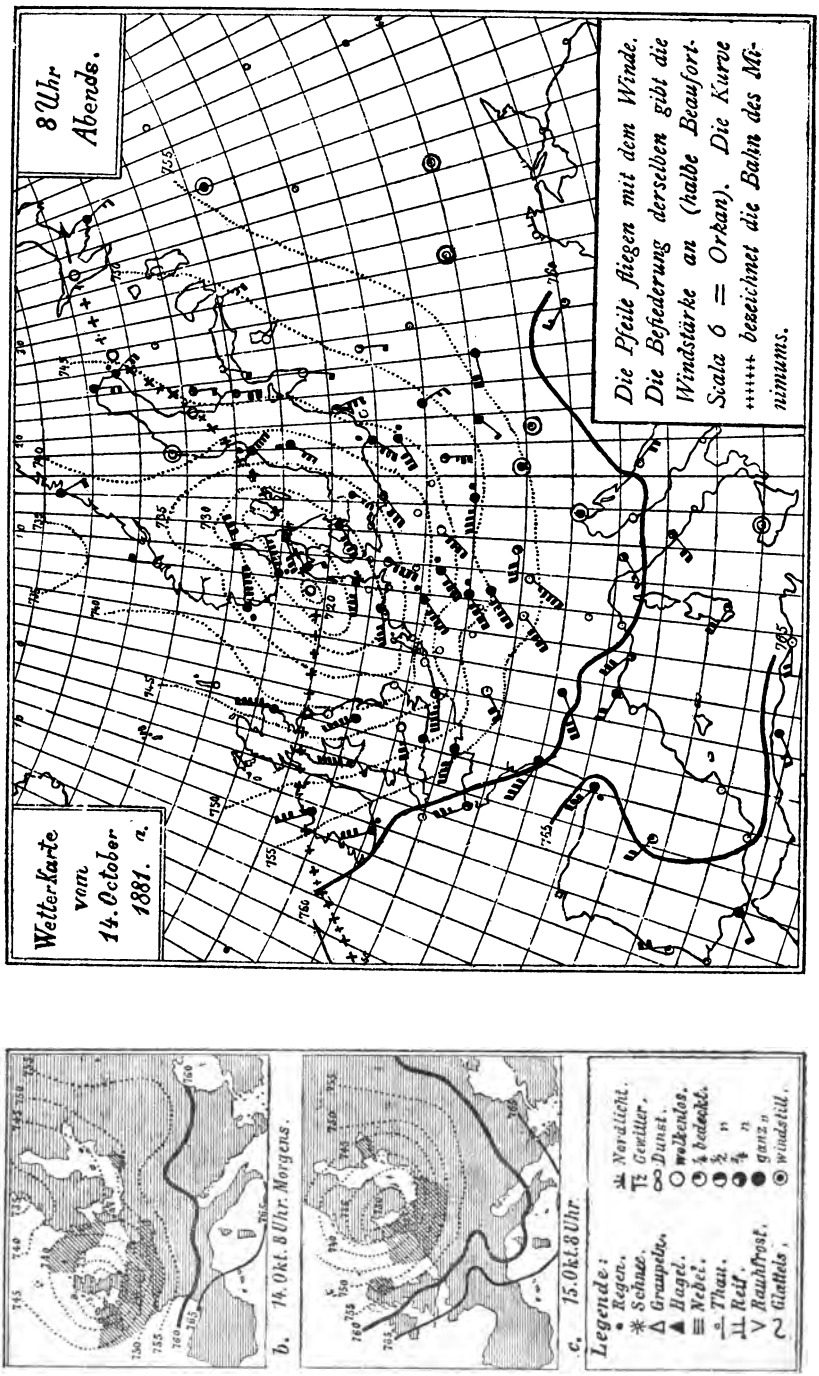


Fig. 109.



Digitized by Google

Fig. 110.



Digitized by Google

Als Beispiel dieser Zugstrasse diene die Wetterkarte vom 30. November 1882, wobei die rasche Abnahme der Temperatur von West nach Ost und Nordost sehr bemerkenswert ist (siehe Fig. 111).

6. Zugstrasse Vb. Im Gegensatz zu Va ist diese Zugstrasse in der wärmeren Jahreszeit häufiger vertreten als in der kälteren. In der Regel ist der Luftdruck über Ost- und Westeuropa hoch, wobei eine Rinne niederen Luftdruckes Europa von Nord nach Süd durchschneidet, so dass bei dieser Situation die Depressionen mit Leichtigkeit sowohl die Zugstrasse Va als auch Vb ununterbrochen durchlaufen können. In der That kommt zuweilen der Fall vor, dass beide Zugstrassen von einer und derselben Depression durchwandert werden. Die Temperaturverteilung ist in beiden Jahreszeiten fast dieselbe: hohe Wärme über Südosteuropa, dagegen kühles Wetter im Westen. Die Bewölkung ist für das südliche und östliche Deutschland, die Regenwahrscheinlichkeit für ganz Zentraleuropa sehr gross. Gewitter pflegen hauptsächlich im Süden und Osten Deutschlands während der wärmeren Jahreszeit vorzukommen.

Als Beispiel diene die Wetterkarte vom 6. Oktober 1883 (Fig. 112). Eine Rinne niederen Luftdruckes erstreckt sich von den russischen Ostseeprovinzen südwärts nach der Balkanhalbinsel, so dass der Luftdruck im Westen und Osten am grössten ist. Ein Gebiet mit relativ niedriger Temperatur liegt zwischen der deutschen Küste und dem Alpengebiet, so dass das Fortschreiten sowohl auf der Zugstrasse Va als auch Vb begünstigt ist. Eine Depression, welche schon in weitem, bis nach Mittelitalien hinführendem Bogen Zentraleuropa umzogen hat, liegt über Ungarn, um dann den Weg nach dem Innern Russlands fortzusetzen.

Es sei noch erwähnt, dass bei Annäherung der Minima an das Ostseegebiet die östlichen Winde daselbst zuweilen sehr stark auffrischen und einen stürmischen Charakter annehmen, wodurch in extremen Fällen Sturmfluten an der westlichen Ostsee hervorgerufen werden. Weiteres Interesse bieten die Depressionen der Zugstrasse Vb durch den Umstand, dass sie zuweilen auf ihrem ganzen Wege ausserordentlich starke Niederschläge herbeiführen und so unheilvolle Ueberschwemmungen hervorrufen können. Einen solchen Fall illustrieren die Wetterkärtchen vom 3. und 4. August 1888, wo eine Depression, von der Adria kommend, nach den russischen Ostseeprovinzen hinzog; in Niederösterreich und Mähren wurden von einem orkanartigen Winde und heftigen Hagelfall fast alle Weinberge und Felder vernichtet, im ganzen östlichen Deutschland fielen so grosse Regenmengen, dass an vielen Stellen die Ernte völlig vernichtet und mannigfache Betriebsstörungen herbeigeführt wurden (Fig. 113).

Anomale Bahnen der Minima.

Wenn der oben (S. 313) ausgesprochene Satz richtig ist, dass die Fortpflanzung der Depressionen in der Weise erfolgt, dass sowohl

Digitized by Google

Fig. 111.

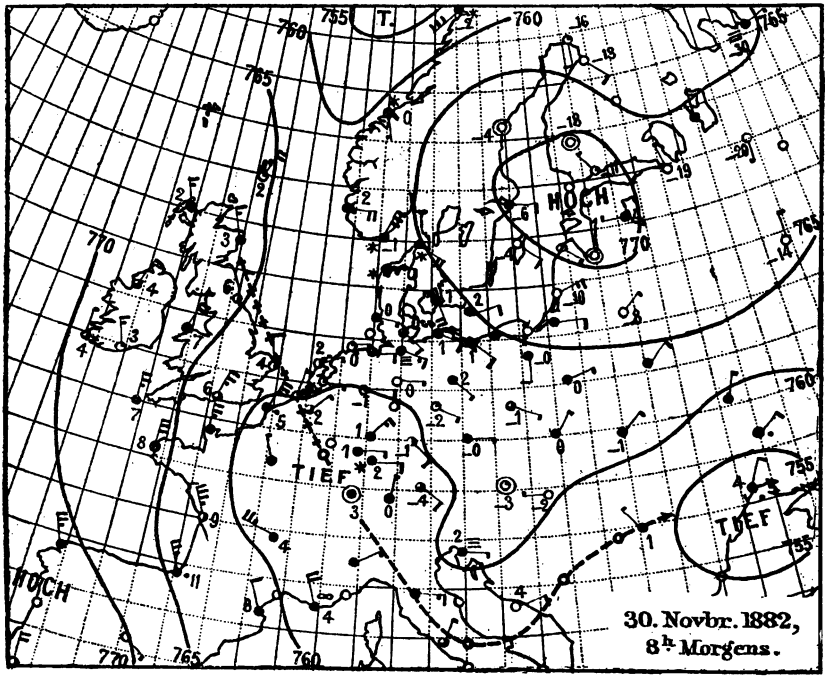
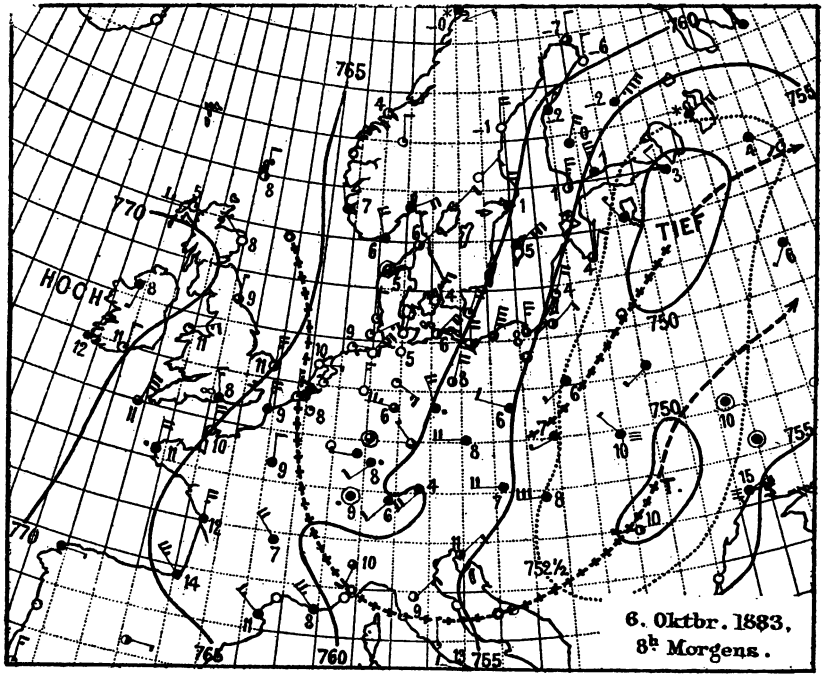


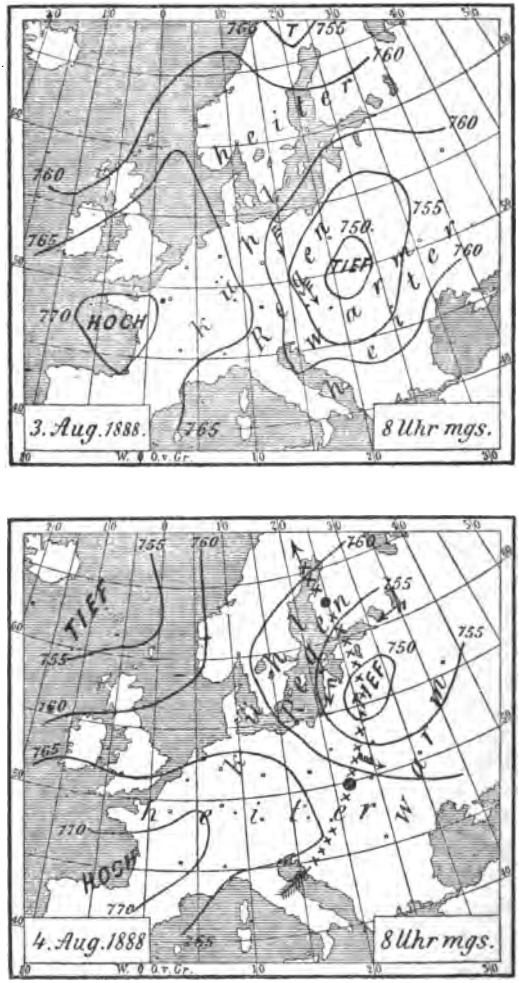
Fig. 112.



Digitized by Google

die höhere Temperatur als auch der höhere Luftdruck auf der rechten Seite der Depressionsbahn liegen bleiben, so muss derselbe auch Anwendung finden auf diejenigen Depressionen, welche, abweichend von der Regel, nicht nach östlicher Richtung hin fortschreiten. Eine

Fig. 113.



aufmerksame Betrachtung dieser anomalen Bahnen zeigt, dass auch hier diese Beziehungen zwischen Luftdruck- und Temperaturverteilung und der Fortpflanzungsrichtung der Depressionen gültig sind. Folgende kleine Tabelle gibt eine Zusammenstellung solcher anomalen Bahnen aus dem Zeitraume 1876—85, in welcher die Fälle angegeben sind, in welchen die Fortpflanzung gerichtet war nach

Digitized by Google

	N	NW	W	SW	S
Oktober bis März . . .	3	12	5	9	11
April bis September . .	18	19	10	3	5
Jahr	21	31	15	12	16

Aus dieser Tabelle ist die mit der Temperaturverteilung in der kälteren und wärmeren Jahreszeit zusammenhängende Thatsache ganz deutlich ersichtlich, dass die nach Nord gerichteten Bahnen der wärmeren Jahreszeit, in welcher die grösste Wärme im Osten herrscht, angehören, dagegen die nach Süd gerichteten der kälteren Jahreszeit eigentümlich sind, in welcher die westlichen Gegenden Europas wärmer sind als die östlichen.

X. Stürme.

Wenn die Stärke oder die Geschwindigkeit des Windes eine gewisse Grenze überschreitet, so wird der Wind Sturm genannt. Man bezeichnet einen Wind von der Stärke 8 der Beaufort'schen Skala als stürmisch, und einen solchen von der Stärke 9 als vollen Sturm[1]). Die letztere Stärke entspricht einer Windgeschwindigkeit von etwa 19 m per Sek., und diesen Wert können wir als die untere Grenze des Begriffes „Sturm" annehmen. Die äusserste Geschwindigkeit, welche bei Stürmen vorkommt und Verwüstungen verursacht und bei welcher das Schiff kein Segel führen kann, wird mit dem Ausdruck „Orkan" bezeichnet (Stärke 12 der Beaufort'schen Skala). Obgleich in den Angaben über die grössten Geschwindigkeiten bei Stürmen noch viel Unsicherheit herrscht, so kann man doch annehmen, dass in unseren Breiten bei schweren Stürmen zuweilen 40 m per Sek. vorkommen, während bei den tropischen Orkanen in besonderen Fällen 60 m per Sek. überschritten werden dürften, eine Geschwindigkeit, welche sich nur mit derjenigen von Geschützen vergleichen lässt.

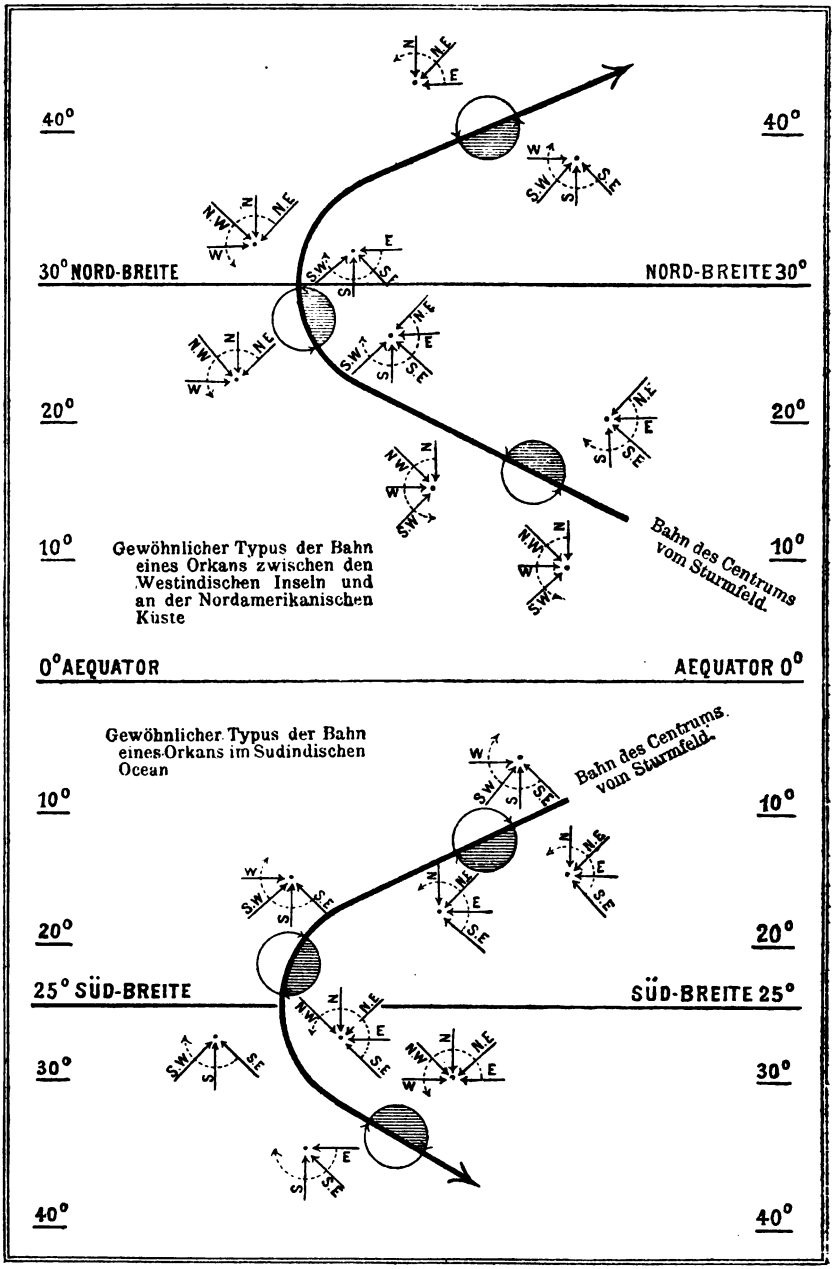
Die Stürme folgen denselben Gesetzen wie die Winde überhaupt, sie unterscheiden sich nur graduell durch die stärkere Aeusserung dieser Gesetze. Die Stürme sind stets die Folge grösserer Störungen im Gleichgewichte der Atmosphäre oder der Bildung starker Gradienten. Starke Gradienten treten bei weitem häufiger in der Umgebung der barometrischen Minima als der Maxima auf und daher ist die Luftbewegung bei hohem Luftdruck in der Regel schwächer als bei niedrigem Druck, und kommen die Stürme in der Regel im Umkreise der barometrischen Minima vor. Man hat früher zwischen geradlinig fortschreitenden und Wirbelstürmen unterschieden, allein die Erfahrung hat gezeigt, dass Stürme zwar auf einer längeren Strecke geradlinig wehen können, aber bei genauerer Betrachtung

[1]) Die englische Bezeichnung „Storm" ist vieldeutig und wird nicht bloss in Beziehung auf die Stärke des Windes, sondern auch allgemein für atmosphärische Störungen, Depressionen etc. angewandt.

Digitized by Google

meistens Bruchstücke von Wirbeln sind, deren Form eine unregelmässige ist. Ausserdem sind die Wirbel fast nie ganz kreisförmig, son-

Fig. 114.



Digitized by Google

dern meist elliptisch und insbesondere in höheren Breiten unregelmässig geformt, so dass also alle Stürme mehr oder weniger der einen oder der anderen Art der obengenannten Formen sich anschliessen. Am meisten nähern sich den Wirbelstürmen die tropischen Stürme, dagegen weichen die Stürme der höheren Breiten sehr erheblich von dieser Form ab und zeigen auch in ihrem Umfange stets nur mehr oder weniger ausgedehnte Sturmfelder.

Rücksichtlich der Fortpflanzung der Stürme gilt dasselbe, was wir oben über die Fortflanzung der barometrischen Minima gesagt haben. Auf beiden Hemisphären wandern die Sturmzentra, der vorherrschenden Luftströmung folgend, von Ost nach West fort, nur in der Aequatorialzone findet in der Regel ein Umbiegen der Bahn statt, nach rechts in der nördlichen, nach links in der südlichen Halbkugel. In der Fig. 114 sind die Bahntypen der Sturmzentra im äquatorialen Gürtel der Erde schematisch dargestellt; die Kreise bedeuten die Sturmfelder, die dunklen Teile die „gefährlichen" Halbkreise, die Pfeilgruppen zu beiden Seiten der Sturmbahn die Windrichtungen für ein dort beiliegendes Schiff und ihre Aenderungen während des Vorüberganges des Minimums.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit wächst im allgemeinen mit der Grösse des Gradienten, im Mittel beträgt sie pro Stunde: auf dem Ozean in circa 18—25° n. B. (Fortschreiten nach NNW) 28 km; auf dem Ozean 45—65° n. B. (Fortschreiten nach ENE) 22,5 km, westindische Wirbelstürme, in die gemässigte Zone abbiegend; in der Breite von 35—40° (mittlere Richtung NE) 33 km, barometrische Minima über Europa 25 km und Minima in den Vereinigten Staaten 41 km.

Ueber die Häufigkeit des Auftretens der Stürme gibt folgende Tabelle einigen Aufschluss:

Ort	Jan	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Summe
Westindien (300 Jahre)	5	7	11	6	5	10	42	96	80	69	17	7	355
Südind. Ozean (39 Jahre, 1809—48)	9	13	10	8	4	—	—	—	1	1	4	3	53
Bombay (25 Jahre)	1	1	1	5	9	2	4	5	8	12	9	5	62
Bai von Bengalen (139 Jahre)	2	—	2	9	21	10	3	4	6	31	18	9	115
Chinesisches Meer (85 Jahre)	5	1	5	5	11	10	22	40	58	35	16	6	214

Verteilung der Stürme über dem Atlantischen Ozean.

(Prozente aller Beobachtungen.)[1])

		Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
45—60°	Nord	30	28	19	9	4	3	3	5	4	10	22	29
	Süd	10	12	16	10	19	20	18	11	8	12	11	19
30—15°	Nord	21	19	17	10	4	2	1	2	6	9	15	19
	Süd	7	8	6	9	7	12	8	10	10	9	8	8

[1]) Nach Maury's Sailing Directions. Siehe: Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean, herausgegeben von der Direktion der Seewarte. Hamburg 1885. Dieses Buch ist bei Abfassung dieses Kapitels wiederholt benutzt worden.

Digitized by Google

		Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
15—30°	Nord	4	4	2	3	1	1	0	0	1	2	2	3
	Süd	1	1	1	1	2	3	¼	2	2	2	2	1
0—15°	Nord	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1
	Süd	0	0	0	0	1	1	1	0	1	1	0	0

Für die jährliche Häufigkeit der Stürme in dem westlichen und östlichen Teile des Atlantischen Ozeans ergeben sich nach den Zusammenstellungen des Niederländischen Instituts folgende Zahlen:

Breite	Westlicher Teil			Oestlicher Teil		
	Länge	Zahl der Beobachtungen		Länge	Zahl der Beobachtungen	
		überhaupt	mit Sturm		überhaupt	mit Sturm
50—55° N	20—45° W	2624	638	5—20° W	4188	450
45—50	25—55	8635	1365	0—25	28255	2497
40—45	35—75	18217	1888	10—35	19063	1252
35—40	40—75	14180	1779	10—40	17568	710
30—35	45—80	8978	781	10—45	17578	386
25—30	60—85	5996	187	15—60	17223	186
20—25	60—85	3092	41	15—60	15330	97
15—20	60	zu wenig Beobachtungen.		15—60	14514	52
10—15	40			15—40	18089	52
5—10	10—50	27146	19	10—50	27146	19
0—5	10—50	26910	0	0—50	26910	0
0—5° S	25—50° W	11728	32	0—25° W	11861	7
5—10	25—35	11590	33	0—25	11745	24
10—15	25—40	11631	72	10° E—25° W	11688	31
15—20	25—40	15297	105	10 —25	11840	32
20—25	25—50	17155	207	10 —25	13589	38
25—30	30—50	10014	228	15 —30	21794	251
30—35	30—55	9531	516	20 —30	37898	1249
35—40	30—60	10493	957	15 —30	34986	2458
40—45	35—65	9227	983	15 —35	5888	628
45—50	40—65	6646	703	—	—	—
50—55	45—65	6235	726	—	—	—
55—60	50—70	7437	1228	—	—	—

„Die Häufigkeit der Stürme nimmt in allen Jahreszeiten mit der Entfernung vom Aequator zu und ist zugleich fast stets in allen Breiten im westlichen Teile des Atlantischen Ozeans etwas grösser, als im östlichen; sie ist auf beiden Hemisphären ausserhalb der Wendekreise grösser im Winter als im Sommer der betreffenden Halbkugel, doch ist der Unterschied zwischen den Jahreszeiten viel grösser auf der nördlichen als auf der südlichen Halbkugel; die südliche Halbkugel übertrifft die nördliche an sommerlichen Stürmen, noch viel mehr aber die nördliche die südliche an Winterstürmen, so dass im Jahresmittel die nördliche erheblich sturmreicher zu sein scheint, als die südliche Halbkugel in gleichen Breiten, worauf bereits Maury aufmerksam gemacht hat."

Gebiete grösster Häufigkeit der Stürme sind auf dem Nordatlantischen Ozean, ein grosses nördlich vom 50. Breitegrade und ein kleines in der Nähe des Golfstromes zu beiden Seiten des 80. Parallels; im Südatlantischen Ozean sind die Stürme am häufigsten östlich und

Digitized by Google

westlich von den Falklandsinseln und südlich vom Kap der guten Hoffnung.

Die tropischen Stürme haben vor denjenigen der höheren Breiten manche Eigenartigkeiten. Sie entstehen gewöhnlich in einem grösseren Gebiete sehr gleichmässig verteilten Luftdruckes, also bei geringer horizontaler Luftbewegung. Bei ihrer Entstehung ist die Luft bis zu beträchtlichen Höhen erheblich erwärmt und enthält grosse Mengen Wasserdampf. Sind nun diese warmen, dampfreichen Luftmassen umgeben von kälteren Luftmassen, so wird die warme Luft von allen Seiten in die Höhe gedrängt, sie kühlt sich infolge ihrer Ausdehnung ab und ihr Wasserdampf scheidet sich in heftigen Regengüssen aus, wobei die Kondensationswärme der Luft immer neuen Auftrieb verleiht. Während die Luft in der Höhe abfliesst, sinkt unten der Luftdruck sehr rasch, und nun setzen sich am Erdboden die dichteren Luftmassen der Nachbarschaft in Bewegung, um die entstandene Auflockerung der unteren Luftschichten auszugleichen, aber sowohl die Erdrotation als auch die Zentrifugalkraft treten jetzt in Thätigkeit und verhindern das Einströmen in den Raum niedersten Luftdruckes, also eine Ausgleichung, und so kann bei der ausserordentlichen Geschwindigkeit des aufsteigenden Luftstromes der Luftdruck sehr beträchtlich erniedrigt werden. Während der Einfluss der Erdrotation in höheren Breiten in der ganzen Umgebung des Minimums erheblich ist und eine Ausbreitung des Sturmfeldes bewirkt, fehlt in den Tropen die Wirkung des ablenkenden Einflusses der Erdrotation und daher kommen auch hier Wirbel von grösserer Ausdehnung nicht vor. In den tropischen Stürmen bildet das Sturmfeld einen kreis- oder ellipsenförmigen Raum, dessen Durchmesser meistens zwischen 100 und 600 km variiert und in dessen Zentrum ein sehr tiefes Minimum meist wenig über 700 mm liegt, welches in einer Ausdehnung von einigen Kilometern eine ziemlich gleichmässige Druckverteilung hat (windstiller Raum). Aber mit dieser Entfernung von diesem Orte nimmt der Luftdruck ausserordentlich rasch zu, bis zu einer gewissen Entfernung die Luftdruckunterschiede wieder geringer werden und die Luftdruckverteilung wieder eine mehr gleichmässige wird. Figur 115 zeigt die Aenderungen des Luftdruckes bei dem Vorübergange eines tropischen Orkans bei den Bermuden und gibt eine Vorstellung von der Luftdruckverteilung um das Zentrum desselben.

Um den Raum mit geringer Windstärke sind die Isobaren fast kreisförmig und fallen die Richtungen des Windes, welcher mit der Gewalt eines Orkans rast, mit den Isobaren nahezu zusammen. In weiterer Entfernung vom Zentrum wird der Wind wieder schwächer und seine Richtung ist wieder mehr nach dem Zentrum gekehrt.

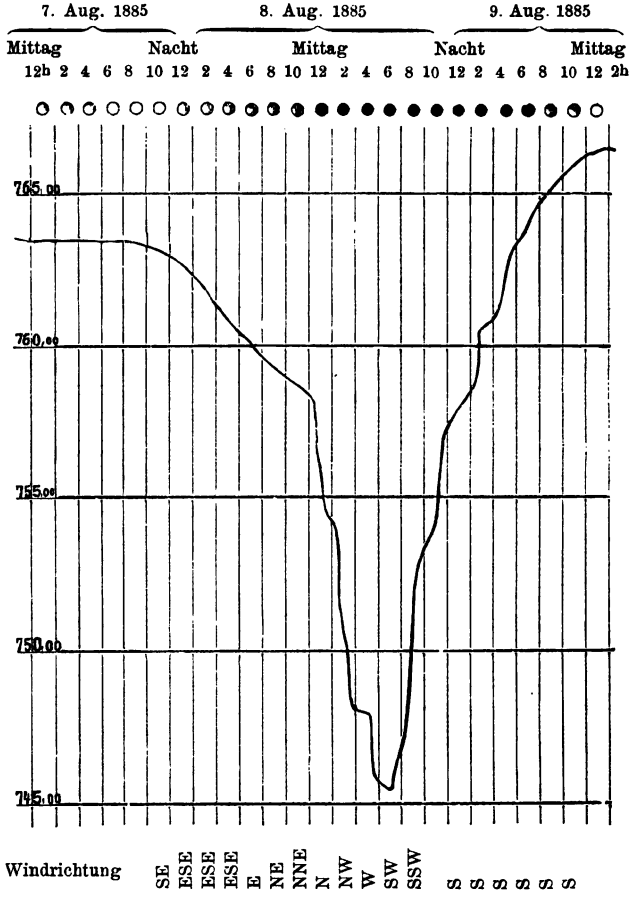
Die tropischen Orkane kommen im Atlantischen, Stillen und Indischen Ozean vor, indessen treten sie selten unmittelbar in der Nähe des Aequators auf und erstrecken sich in nicht sehr hohe Breiten. Am heftigsten und häufigsten sind diese Stürme in Westindien, bei Mauritius, in der Bai von Bengalen und in den chinesischen Ge-

Digitized by Google

wässern, und zwar von Juli bis Oktober in der nördlichen, von Dezember bis April in der südlichen Hemisphäre. In der Bai sowie im Arabischen Meere ist die grösste Häufigkeit von April bis Juni und von Oktober bis Anfang Dezember.

Von ausserordentlicher Heftigkeit sind die Stürme, welche in der zweiten Hälfte des Jahres auf den westindischen Inseln und in

Fig. 115.



ihrer unmittelbaren Umgebung einigemal jährlich auftreten und auf einem verhältnismässig schmalen Streifen jedesmal grosse Verwüstungen anrichten. Auf offenem Meere nimmt die zuerst nach Nordwest gerichtete Bahn eine mehr und mehr nördliche Richtung mit Annäherung an die Wendekreise an und biegt dann zwischen 23 und 30° n. B. nach und nach nach Nordost um, so dass die Bahnkurve einer Parabel sehr ähnlich ist.

Beim Herannahen und dem Vorübergange eines tropischen Orkans

Digitized by Google

gestalten sich die Witterungsvorgänge nach den umfassenden Studien des Pater Viñes folgendermassen[1]):

„Das früheste Merkmal für die Existenz eines Orkans in der Entfernung ist ein ungewöhnliches Steigen des Barometers, mit einigermassen anhaltenden anticyklonischen Winden und trockenem, frischem und schönem Wetter, klarem Himmel und ungewöhnlich durchsichtiger Luft. Diese Winde sind leicht kenntlich durch ihre Beständigkeit und angenehme Frische bei hohem Barometerstande; der Wechsel von Land- und Seewind wird in der Regel dabei unterdrückt, und das Verhältnis der Winde zu den Tageszeiten und zum Barometer nicht selten umgekehrt. So wehte am 14. September 1876, während der Orkan auf Hayti herrschte, in Havana den Tag über Südwind mit hohem Barometer, welcher in der folgenden Nacht durch Ostnordostwind mit fallendem Luftdruck ersetzt wurde; es ist aber in Havana ebenso anomal, Nordwind in der Nacht und mit sinkendem Barometer, wie Südwind am Tage und mit steigendem Barometer zu haben.

Wie es im allgemeinen der Fall ist, so zeigen auch hier die anticyklonischen Winde langsamere Aenderungen in ihrer Richtung, als die cyklonischen; die Lage des Zentrums des hohen Druckes ergibt sich auch hier aus ihrer Richtung in der Weise, dass bei Südwind der hohe Druck im Süden bis Osten, bei Westwind im Westen bis Süden u. s. w. liegt. In Bezug auf die Witterung ist noch zu bemerken, dass nach Viñes die Anticyklonen, welche die auf der grossen Zugstrasse der barometrischen Minima zwischen 45 und 50° n. B. fortschreitenden Depressionen im Süden begrenzen, zuweilen eine Ausnahme von obiger Regel bilden, indem sie an der Nordküste von Cuba regnerisches Wetter herbeiführen, wie dieses nicht selten bei Nord- und Nordoststürmen hier vorkommt. Solche Anticyklonen haben keinen Orkan im Gefolge.

In dem Masse, wie sich das Zentrum des hohen Druckes entfernt und der Orkan sich dem Beobachter nähert, sinkt das Barometer langsam und überzieht sich der bis dahin klare Himmel mit einem zarten Schleier, welcher sich allmählich verdichtet und Höfe resp. weite Ringe um Sonne und Mond erzeugt. Bei Aufgang und Untergang der Sonne färbt sich der Himmel, und dadurch auch alle Gegenstände, in ein feuriges, dunkles Rot und Violett, wodurch die Dämmerung verlängert wird; ist der Schleier schon dichter (milchige Trübung am Tage), so scheint alsdann die ganze Atmosphäre in Flammen zu stehen. Diese, bald der dunklen Rotglut eines Metalls, bald der Ziegelfarbe oder Kupferfarbe verglichenen Beleuchtungen sollen einen so eigenartigen Charakter haben, dass sie von keinem, der sie einmal gesehen hat, übersehen oder mit gewöhnlichem Abendrot verwechselt werden können.

Neben diesem dünnen Schleier, welcher in seinen ersten Phasen

---

[1]) Apuntes relativos a los huracanes de las Antillas en setiembre y octubre de 1875 y 1876; benutzt wurde Referat in Met. Zeitschrift 1884, S. 348; siehe auch Segelhandbuch für den Atl. Ozean, S. 160.

Digitized by Google

kaum bemerkbar ist, zeigen sich die ersten deutlich sichtbaren Vorläufer des Orkans am Himmel, lange, zarte, weisse Federwolken. Dieselben sind auch das letzte Signal des Orkans bei seiner Entfernung. Nach Viñes würde der den Orkanen eigentümliche Typus dieser Wolken, welcher besonders auf der Vorderseite des Orkans vom September 1876 ausgeprägt war, die Federform sein (vom Verfasser ‚Cirro-Stratus plumiformis' genannt), mit einer in den Radius der Depression fallenden Achse und einer Fahne von nach auswärts divergierenden Fasern, der Stiel dieser Feder steckt in der Wolkenbank, welche den eigentlichen Orkan bedeckt. Der zweite Typus der Federwolken zu Havana wäre der fädige (aus geraden langen Linien), welcher sowohl bei Orkanen, als auch in der gewöhnlichen oberen westlichen Luftströmung vorkommt und also nicht alarmierend ist. Die Bewegung dieser Wolken ist nach Viñes im allgemeinen der Längsrichtung der Federn parallel und von dem Zentrum des Orkans nach allen Seiten ausströmend. Die Analogie mit den europäischen Wirbeln macht indessen diese Behauptung nur für die Vorderseite der Cyklone wahrscheinlich und lässt für die Rückseite hingegen eine Prüfung der Frage auf Grund reichhaltigeren Materials notwendig erscheinen. Das genauere Studium des Charakters, der Lage und der Bewegung der Federwolken in der Umgebung des Orkans ist um so wichtiger, als es voraussichtlich imstande sein wird, dem Seemanne Auskünfte über die Existenz, Lage und Fortpflanzung eines Orkans zu erteilen zu einer Zeit, wo er noch die volle Herrschaft über sein Schiff hat, während die jetzigen Vorschriften erst zur Anwedung kommen, wenn er schon in das Gebiet der starken oder stürmischen Winde hinein geraten ist und es häufig schon zu spät ist.

Der cirröse Schleier bleibt auch während deren Existenz fortbestehen, ja derselbe ist auch in Lücken der Regenwolken näher zum Orkanzentrum und sogar in diesem selbst stets zu sehen. Die Höfe um die Sonne, den Mond und selbst die Sterne erster Grösse, welche er erzeugt, nehmen bei seiner allmählichen Verdichtung zuerst an Intensität zu, um bei weiterem Wachstum seiner Dicke zu verschwinden: doch bleibt der Ort der Sonne stets erkennbar. Das Auftreten von Höfen nach klarem Wetter ist vom Seemanne sehr zu beachten als Zeichen der nahen Nachbarschaft schlechten Wetters.

Mit dem Eintritt dieser Trübung ändert sich auch im übrigen der Charakter der Witterung sehr wesentlich. Es tritt, bei sinkendem Barometer, eine feuchtschwüle Luft ein, welche im schroffen Gegensatze steht zum erfrischenden Wetter der vorhergehenden Anticyklone; der Schweiss verdunstet nicht, sondern wird zur Plage und eine allgemeine Ermattung bemächtigt sich des Körpers; auf den Antillen ist diese Phase allen gut bekannt und sind die Klagen über das äusserst drückende Wetter alsdann allgemein.

Das Gebiet des Orkans selbst ist von ferne erkennbar als Wolkenwand, die zuerst, auf dem Meere gesehen, täuschend einer fernen Küste ähnlich sieht, dann mehr und mehr sich über den

Digitized by Google

Horizont erhebt, ohne sich von ihm zu trennen, und dabei auch im Orkan selbst, nachdem die Regenwolken den ganzen Himmel bedeckt haben, nach der Richtung, wo das Zentrum liegt, am schwärzesten bleibt, bis beim Eintritt der zentralen Windstille der Himmel im Zenith teilweise aufklart und ein Ring dicker Wolken den Beobachter umgibt. Ein aufmerksamer Beobachter vermag, unter günstigen Umständen, die Wolkenbank eines nahe vorbeiziehenden Orkans längere Zeit hindurch zu beobachten, wie z. B. der Beobachter von Trinidad auf Cuba die Wolkenmasse des Orkans vom Oktober 1876 durch fünf Tage (vom 15.—20.) verfolgen konnte, wie sich dieselbe von Süd durch West nach Nord verschob, während der gegenüberliegende Teil des Himmels im Anfang und zum Schluss teilweise heiter, am 16.—18. aber von einer minder schweren Wolkendecke bedeckt war.

Während die Wolkenbank sich höher schiebt, löst sich ihr bis dahin scheinbar kompakter Rand in einzelne Regenwolken auf, welche, indem dieselben rasch durch den Zenith eilen, Sprühregen, Regenschauer und Böen bringen, deren Stärke mehr und mehr zunimmt, während auch in den Zwischenzeiten der Wind auffrischt. Der Regen ist zwar eines der allgemeinsten Phänomene bei den Orkanen, doch tritt er in verschiedenen Formen auf, im äusseren Teile oft für ganze Stunden nur in Form eines feinen und dichten Nebelregens (span. garúa) mit seltenen Schauern darin, dann in häufigeren Schauern mit Böen von zunehmender Stärke, mit immer finsterern und tiefer hängenden Wolken, endlich in der Nähe des Zentrums fallen aus tief herabreichenden Wolken Regenströme wie in zusammenhängenden Massen, welche auf dem Lande, namentlich wenn der Orkan langsam fortschreitet, Ueberschwemmung erzeugen. Das Regengebiet erstreckt sich auf der Vorderseite weiter vom Zentrum, als auf der Rückseite.

Die stürmischen Winde im Orkan haben stets einen böigen Charakter. In den Böen zeigt sowohl das Barometer, als die Windfahne rasche Schwankungen, letztere zuweilen ganze Umdrehungen, gewöhnlich aber nur ein Ausschiessen nach rechts um mehrere Striche. Die Böen sind aufs engste mit den Regenschauern verknüpft; die Richtung der regnenden Wolke kann häufig als abweichend von der Richtung des Unterwindes vor und nach der Böe beobachtet werden, und weicht von dieser dann nach rechts ab, also in demselben Sinne wie die Richtung des Windes in den Böen; der Zug der Regenwolke und die Richtung des begleitenden Windstosses stehen beide beinahe unter rechtem Winkel zum Gradienten, während der Unterwind zwischen den Böen durchschnittlich nur etwa einen halben rechten Winkel mit der Richtung des Gradienten resp. dem Radius des Wirbels bildet. Dass die Richtung der Böen in diesem Sinne von der herrschenden unteren Strömung abweicht, davon möge als Beispiel der Umstand aufgeführt werden, dass eine Windfahne vom Observatorium zu Havana durch eine Böe nach West entführt wurde, als der Orkan im übrigen aus Nordost blies. Es bestätigt sich also auch bei tropischen Orkanen das anderwärts in Bezug auf Böen Gefundene, und ist die Neigung der Böen, nach rechts vom herrschenden Winde

Digitized by Google

abzuweichen, als eine direkte, durch den Regenschauer vermittelte Wirkung der entsprechenden Richtung der Nimbuswolken anzusehen.

Ganz ähnlich, wie Köppen und andere es in den letzten Jahren mehrfach ausgesprochen haben, nimmt auch Viñes im Wirbel einen unteren konvergierenden, einen mittleren und nahezu kreisförmig am schnellsten fliessenden, und einen oberen divergierenden Teil an, und bringt die Böen in Zusammenhang mit der rascheren und weniger konvergenten Bewegung der Wolken; er ist in dieser Hinsicht sogar Vorgänger von Mallock. Den Einfluss des Regens aber stellt er sich als durch explosionsartige Luftverdünnungen bei der Kondensation vermittelt vor. Auch er erklärt die Bildung kleiner Wirbel durch den schiefen Stoss der Böe auf feste Objekte oder andere Luftmassen für naheliegend. Endlich macht er auf die Vergrösserung der bewegten Masse durch den Regen aufmerksam und glaubt die Wirkungen der Böen teilweise dadurch erklären zu können.

Lässt das Zentrum des Orkans bei seiner Fortpflanzung den Beobachter auf seiner rechten Seite, so geht der Wind bei seinem Vorübergange rechts herum; auf der linken Seite des Zentrums geht der Wind links herum. Dies ist die allgemeine Regel der Windänderung in der Nähe von Orkanen in beiden Hemisphären. Die Drehung des Windes geschieht um so rascher, je näher das Zentrum, und je mehr seine Bewegung quer ab zu seiner Verbindungslinie mit dem Beobachter steht; ist die Drehung sehr langsam, so ist dieses ein schlechtes Vorzeichen; in diesem Falle ist entweder die Bewegung eine sehr langsame, oder sie geschieht direkt auf den Beobachter zu.

Land scheint die Fortpflanzung des Wirbels gar nicht zu verzögern, schwächt aber den Wind und die Böen und Schauer sehr ab.

Auffallend abweichend von dem gewöhnlich Angenommenen ist das Zeugnis von Viñes über das Auftreten elektrischer Entladungen in den Orkanen. Auf Cuba sollen sie nach ihm so selten sein, und fast ausschliesslich auf der Rückseite des Wirbelsturmes vorkommen, dass ‚Donner und Hahnenschrei' als gute Zeichen beim Landvolke gelten, welche das nahe Ende des Sturmes verkünden; östlicher, auf den Kleinen Antillen und auf dem Ozean, treten hingegen Blitze in manchen Orkanen in ausserordentlicher Häufigkeit und Intensität auf. Es scheint, dass in dieser Hinsicht die Orkane westlich und östlich vom 70. Meridian sich merklich verschieden verhalten, da auch die Fortsetzungen der westindischen Orkane über Florida und den übrigen Staaten der nordamerikanischen Union selten von Gewittern begleitet zu sein scheinen. Dass die Abwesenheit von elektrischen Entladungen in einem Unwetter ein schlimmes Anzeichen sei — insofern es die grossen Orkane von den blossen Gewitterstürmen unterscheidet — soll schon Oviedo in seiner ‚Historia Natural de Indias' (1535) ausgesprochen haben, jedenfalls auf Grund von auf den Grossen Antillen gesammelten Anschauungen."

Die Stürme in der Bai von Bengalen haben ihren Ursprung meistens in der Nähe der Andamanen und entwickeln sich namentlich zur Zeit des Ueberganges des einen Monsuns in den andern,

Digitized by Google

wo über ganz Indien eine gleichmässige Verteilung des Luftdruckes herrscht, also in den Frühlings- und Herbstmonaten. In südlicheren Breiten, in der Nähe des Aequators, gibt es eine atmosphärische Zone, welche den Doldrums auf dem Atlantischen Ozean entspricht, in welche der Südostpassat des Südindischen Ozeans sich ergiesst, und welche eine beständige Quelle nahezu gesättigten Wasserdampfes bildet. Noch bevor der Südwestmonsun an der indischen Küste eingesetzt hat, gelangt zuweilen ein Strom gesättigter Luft aus diesem Wasserdampfreservoir nach dem Innern der Bai, und dieses ist nach Eliot die Bedingung zur Bildung jener schweren Cyklonen, welche die Frühlingsmonate charakterisieren, insbesondere den Mai in gewissen Jahren. Diese Stürme sind viel heftiger als diejenigen, welche von Zeit zu Zeit während der Höhe des Sommermonsuns über Bengalen oder an dessen Küsten sich bilden, dagegen weniger beständig als diese: sie ziehen rasch ab oder gleichen sich aus, wenn sie durch Hügelland in ihrem Laufe gehindert werden, da sie nur eine geringe Höhe haben. Die grössten Verheerungen werden durch die in Begleitung der Stürme auftretenden Sturmfluten hervorgerufen. Am 7. Oktober 1787 sollen um Hugly 300 000 Menschen durch eine Sturmflut zu Grunde gegangen sein; am 5. Oktober 1864 wurden ebenfalls 48 000 Menschen und mehr als 100 000 Stück Vieh von der Flutwelle fortgerissen; die Cyklone, welche am 16. Oktober 1874 über Balasare und Midnapore hinwegging, verursachte einen Verlust von 4000 Menschen; am 1. November 1876 ertranken oder starben an der Cholera, der unmittelbaren Folgeerscheinung, 280 000 Menschen. — Gegenwärtig werden alle grösseren Cyklonen der Bai eingehend untersucht.

Die Wirbelstürme in der Chinasee werden Taifune genannt. Die Taifune sind am häufigsten in der Zeit von August bis Oktober. Nach Doberck[1]) zieht ein Teil derselben über die Chinasee entweder nach Westnordwest, aus der Gegend von Luzon nach Tonquin und Hainan oder, wenn der Luftdruck über Anam hoch ist, zuerst nach West und dann nach Südwest; gewöhnlich können sie 5—6 Tage verfolgt werden. Ein anderer Teil, welcher weiter verfolgt werden kann, zieht in der Nähe Luzons nach Nordwest und trifft entweder auf die Küste Chinas südlich vom Formosakanal, worauf er im Innern von China umbiegt, zwischen Shangai und Tschifu wieder das Meer erreicht, seine Kraft teilweise wiedergewinnt und dann sich durch Korea oder daran vorbei nach Ostnordost entfernt, oder er wandert durch den Formosakanal, biegt nach Nordost um und zieht den Küsten Japans entlang, oder endlich er erreicht die chinesische Küste nördlich von Formosa. Andere Taifune ziehen östlich von Formosa nordwärts und nähern sich Japan gewöhnlich nach dem Umbiegen, andere ziehen namentlich im April und im Spätherbst südlich von Luzon vorüber; sie sind von geringerem Umfange und im Herbst am heftigsten. —

[1]) The law of Storms in the Eastern Seas (in „Hongkong Telegraph"), Wiederabdruck in Nature 1886, Nr. 893; Referat in Met. Zeitschr. 1887, S. [34].

Digitized by Google

In den Gegenden ausserhalb der Wendekreise entstehen die Stürme am häufigsten am Rande schon vorhandener Depressionen, wobei sie sich auf Kosten des Hauptminimums ausbilden, so dass dieses meist rasch verschwindet. Solche Ausbildungen kommen am häufigsten auf der Südseite der Depressionen vor (Teilminima).

Wie bereits oben bemerkt wurde, sind die Stürme am häufigsten auf dem Nordatlantischen Ozean auf dem grossen Gebiet nördlich vom 50. Breitegrade und auf einem kleineren zu beiden Seiten des 38. Parallelkreises, auf dem Südatlantischen Ozean auf dem Gebiete östlich und westlich von den Falklandsinseln und südlich vom Kap der guten Hoffnung.

Die Stürme auf dem Golfstrome und dem Mexikanischen Golfe sind entweder die Fortsetzung tropischer Orkane, welche nach Nordost umgebogen sind, oder sie haben ebenfalls eine Bewegung nach Nordost, ohne dass sie auf tropische Wirbel zurückgeführt werden können, oder sie gehören ausgedehnten Wirbeln an, deren Kern weiter im Norden ostwärts sich fortbewegt. Obgleich die Stürme der ersten Klasse nicht so häufig sind, als diejenigen der übrigen, so sind sie dennoch sehr bemerkenswert, teils durch ihre ausserordentliche Heftigkeit, teils wegen ihres ausgeprägten Charakters, und teils wegen ihrer Beschränkung auf eine Jahreszeit, nämlich den Herbst. Die Stürme der zweiten Klasse fehlen im Sommer fast ganz, spielen dagegen in den Monaten von November bis Februar eine ganz bedeutende Rolle. Folgt diesen Stürmen ein intensives barometrisches Maximum, so pflegen die oben (S. 168) besprochenen Northers aufzutreten. Dagegen sind die Stürme der dritten Klasse auch im Sommer, allerdings mit geringerer Heftigkeit, ziemlich reichlich vertreten, indessen fällt auch ihre grösste Häufigkeit und grösste Intensität auf den Winter.

Im Atlantischen Ozean ist das Gebiet nördlich vom 40. Breitegrade das sturmreichste des ganzen Ozeans. In dem Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean sind folgende Eigentümlichkeiten angegeben, welche diesen Stürmen einen besonderen, von demjenigen der tropischen und subtropischen Stürme verschiedenen Charakter geben: 1. Die fortwährenden grossen, unregelmässigen Schwankungen des Barometers und die daraus folgende Veränderlichkeit der barometrischen Gradienten nach Richtung und Stärke. 2. Das bei alledem entschiedene Vorwalten nordwärts gerichteter Gradienten, resp. westlicher Winde. 3. Die vorherrschende Fortpflanzung der Depressionen von West nach Ost und die zwar sehr wechselnde, aber durchschnittlich grosse Geschwindigkeit der Fortpflanzung. 4. Die grossen Gegensätze der Temperatur, und infolgedessen auch der übrigen Witterungsfaktoren, auf den verschiedenen Seiten der Wirbel.

Bei der Besprechung der barometrischen Minima wurde hauptsächlich das Verhalten der ausgeprägten Minima zu Grunde gelegt, d. h. solcher Minima, welche in ihrer Umgebung meistens stürmische Winde erzeugten, so dass wir auf diese Darlegungen hier verweisen können.

Digitized by Google

Die meisten der Stürme am Kap der guten Hoffnung wehen aus westlicher Richtung, also auf der Nordseite der Depressionen. Sie scheinen besonders beeinflusst zu sein durch die Nachbarschaft kalter und warmer Strömungen, wodurch eine Ungleichheit in den Temperaturen und im Wasserdampfgehalte der Luft bedingt wird. Alle diese Stürme bewegen sich, entsprechend dem Verhalten auf der Nordhemisphäre, an der Nordseite einseitig ausgebildeter Depressionen von West nach Ost fort. Denselben Charakter haben auch die Stürme, welche auf dem Ozean südlich von Amerika vorkommen.

Die im vorstehenden besprochenen Stürme haben eine grössere räumliche und zeitliche Ausdehnung gemeinsam, ausserdem gibt es aber noch Stürme, welche plötzlich oft mit orkanartiger Heftigkeit auftreten und an demselben Orte nur sehr kurze Zeit verweilen. Es sind dieses hauptsächlich Böen, Tornados und Wind- und Wasserhosen (Wettersäulen), die wir jetzt kurz besprechen wollen.

Eine Böe ist ein Windstoss von verhältnismässig kurzer Dauer, im allgemeinen begleitet von einer dichten vorüberziehenden Wolke, einem starken Schauer von Regen, Schnee, Graupeln oder Hagel, häufig auch von Gewittern (Gewittersturm), ohne grosse Aenderung der Windrichtung. Die bisher gewonnenen Erfahrungen sprechen dafür, „dass wir es in den Böen mit einem stossweisen Herabsteigen rasch strömender Luftmassen aus höheren Luftschichten in die unterste, durch die Bewegungshindernisse am Erdboden zurückgehaltene Schicht zu thun haben. Dass die mittlere Windgeschwindigkeit mit der Erhebung über dem Erdboden rasch zunimmt, haben wir schon oben gesehen, ebenso, dass die Richtung des Wolkenzuges — also der oberen Luftströmungen — von der Richtung des Unterwindes durchschnittlich auf der nördlichen Hemisphäre nach rechts, auf der südlichen nach links abweicht, ebenso wie die Richtung des Windstosses von jener des Windes vor- und nachher; dass die vorherrschende Richtung der Böen mit dem herrschenden Wolkenzuge übereinstimmt, wird auch für die tropischen Teile des Atlantischen Ozeans hervorgehoben. . . . Das Herniederkommen der rasch bewegten Luftmassen aus der Höhe an die Erdoberfläche scheint hauptsächlich unter zwei Umständen zu geschehen: entweder durch starken Regen, welcher die Luft mit sich in die Tiefe reisst, oder dadurch, dass sehr kalte Luft über hoch erwärmte hinstreicht; ist die Temperaturabnahme im letzteren Falle rascher als $^1/_2$—1^0 C. für je 100 m (je nach dem Feuchtigkeitsgehalt), so ist in jedem Niveau die herabsteigende Luft dichter, als die zu ihrem Ersatze emporsteigende, und gewinnt also die Bewegung immerwährend neue Antriebe. Die emporsteigende Luft verdichtet ihren Wasserdampf durch Abkühlung zur Wolke; hieraus und aus dem Mitgerissenwerden der Luft durch den Regen erklärt es sich, warum die Windstösse gewöhnlich mit Wolken und Regenschauern verknüpft sind, und fast nur in der Nähe der Gebirge, wo noch anderweitige mechanische Einflüsse hinzukommen — das Empordringen des Windes auf geneigten Ebenen und der Ausschluss allen horizontalen Luftaustausches in der Tiefe — harte

Digitized by Google

Windstösse auch ohne Kondensation und Regenfall auftreten. Aus dem Obigen wird auch verständlich, warum Böen in gemässigten Breiten besonders auf der Rückseite von ostwärts fortschreitenden Depressionen auftreten, wo die vorhergehenden äquatorialen Winde noch warme Luft an der Erdoberfläche zurückgelassen haben, während in der Höhe dieselbe rasch durch den frei dahinstürmenden polaren Luftstrom verdrängt wird.

Die Aenderungen des Thermometers und Barometers in Böen sind sehr bemerkenswert. Wenn in den vorhergehenden Stunden desselben Tages heiteres Wetter mit warmem Sonnenschein herrschte, so fällt die Lufttemperatur während der Böe gewöhnlich sehr rasch um 2—7°; war dagegen das Wetter auch vorher bewölkt und regnerisch, so pflegt die Temperaturänderung unbedeutend zu sein. Das Barometer schnellt unmittelbar vor und während der Böe in 20—30 Minuten um $^1/_4$—2 mm und darüber empor, um dann in der Regel nicht vollständig wieder auf seinen früheren Stand zu sinken, obwohl das Steigen schon während der Böe leichtem Fallen Platz macht." (Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean.)

Wirbelwinde von geringerem Umfange, Wind-, Staub-, Wasserhosen, Wettersäulen, kommen allenthalben vor, am meisten in warmen Klimaten. Der Durchmesser der Windhosen ist sehr veränderlich, man beobachtet Windhosen, welche nicht mehr als 1 m Durchmesser haben, und solche, welche einen Raum von 1000 m Durchmesser umfassen. Bei geringer Höhe, welche oft niedrig ziehende Wolken nicht erreicht, ist die Gewalt des Windes oft so ausserordentlich gross, wie in den schwersten tropischen Orkanen. Der aufwärts gerichtete Luftstrom ist zuweilen so bedeutend, dass schwere Gegenstände, wie Bäume, Wagen etc., vom Boden gehoben und weit weggeschleudert werden. Ziehen diese Windhosen über dürre, sandige Gegenden hin, so wirbeln sie oft grosse Staub- und Sandmengen auf, so dass dieselbe das Ansehen einer mächtigen Staubwolke hat, in welcher nicht selten elektrische Entladungen vor sich gehen.

Auf dem Wasser nehmen die Windhosen die Form von Wasserhosen an. Dann bestehen sie aus einem aus dem Wasser sich erhebenden Fuss, der in einen geraden oder nach oben hin gekrümmten Schlauch übergeht, welcher in eine Wolke endet. „Auf einem Raume, der meist den beträchtlichen Durchmesser von 30—100 m hat, zeigt die Meeresoberfläche eine kochende, sprudelnde Bewegung; springbrunnenartig steigen spitzige Wasser- oder Schaummassen empor und versinken, während andere sich heben; nach der Mitte zu erreichen sie die Höhe von 4—8 m und darüber; eine Wolke von Wasserstaub umgibt und überragt sie; dieses ist der Fuss der Wasserhose, aus dessen Mitte sich die eigentliche Säule oder der Schlauch erhebt. Dieser tritt vorzugsweise in zwei Formen auf, nämlich entweder als breite, dunkle, mehr oder weniger stundenglasförmige Säule, oder als dünner, meist hell mit dunklen Rändern (scheinbar hohl) erscheinender Strang von grosser Länge und annähernd überall gleicher Dicke. Beide Formen scheinen dadurch ineinander überzugehen, dass zuweilen die letztere, wenigstens teilweise, von einer Nebelhülle in

Digitized by Google

Walzen- oder Kegelform umgeben ist, welcher mit den Wasserhosen der ersten Form Aehnlichkeit hat, so dass die zweite Form zuweilen den Kern der ersten zu bilden scheint, welcher durch die Hülle durchscheint oder in ihren Lücken und namentlich bei ihrem Zerfallen gegen Ende der Erscheinung frei zu Tage tritt. Wie die ganze Bildung der Wasserhosen noch viel Rätselhaftes an sich hat, so sind auch die Ursachen ihrer so verschiedenen Formen noch unbekannt; jedoch ist es sehr bemerkenswert, dass auch die wirbelnden Rauchsäulen, welche bei grossen Schilfbränden beobachtet wurden, beide oben genannten Eigenschaften zeigen, also auch die bei den Staubsäulen auf dem Lande sonst kaum beobachtete zweite, die Strangform, welche für die Wasserhosen die häufigste zu sein scheint. Nach oben zu schliesst sich der Schlauch in der Regel an eine sehr schwere, dunkle Wolke durch einen Ansatz an der letzteren, von der Form eines umgekehrten Kegels (Trichters) an, in welchen die dunkle Säule der breiten Form direkt übergeht oder in dessen Umhüllung der dünne Strang der zweiten Form unseren Blicken entzogen wird.

„Häufig reicht auch der Wirbel nicht bis auf die Meeresfläche herunter, so dass auf dieser keine Bewegung bemerkbar ist und also auch der Fuss der Wettersäule fehlt. Es hängt dann, wie dieses namentlich in den Tropen ein gar nicht ungewöhnliches Phänomen ist, wenn man es bei uns auch nur selten beobachten kann, ein blosser trichterförmig nach unten sich verjüngender Zipfel von der unteren Fläche der Wolke herab, in welchem man den Nebel, aus dem er besteht, emporwirbeln sieht wie bei ruhigem Wetter den Rauch aus einem Schornstein. Bei der Ausbildung einer vollständigen Wasserhose verlängert sich dieser Zipfel abwärts, bis er sich mit den immer höher aus dem Meere emporsteigenden Schaum- und Nebelsäulen zu einem langen Schlauche vereinigt. Diese Abwärtsverlängerung des oberen Wolkentrichters hängt jedenfalls nicht mit einem Niedersinken der Luft, sondern nur mit einer weiteren Abwärtsverlegung des Ortes zusammen, an welchem in der aufwärts strömenden Luft die Verdichtung des Wasserdampfes zu Nebel beginnt. Ebenso verschwindet beim Aufhören der Wasserhose der mittlere Teil des Schlauches zuerst, nicht etwa weil die Bewegung hier aufhörte, während sie oben und unten noch fortdauerte, sondern weil sie aufhört, sichtbar zu sein, indem sie nicht mehr Wassertropfen resp. Nebel in diesem Teile führt.“ (Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean.)

Tornados sind äusserst heftige, orkanartige Windstösse, welche mit dichter Wolke, gewöhnlich auch mit starken Regen- und Hagelfällen rasch fortschreiten, wobei der Wind an jedem Orte der Bahn eine rasche Drehung erfährt. Die Tornados, welche an der Westküste Afrikas vorkommen, deren Häufigkeit und Stärke nicht sehr bedeutend ist, haben Aehnlichkeit mit den gewöhnlichen Böen, während diejenigen in den Vereinigten Staaten einige charakteristische Eigentümlichkeiten zeigen.

Digitized by Google

„Die Dauer des Windstosses bei den nordamerikanischen Tornados an jedem einzelnen Orte überschreitet selten eine Minute, und in diesem kurzen Zeitraume, häufig fast momentan, werden auf dem scharf begrenzten Striche, welchen der Tornado berührt, die fürchterlichsten Verwüstungen angerichtet, von denen eine grosse Menge beglaubigter Beispiele vorliegen, welche beweisen, dass die Stärke des Windstosses in diesen Tornados den Windstärken in den grössten tropischen Orkanen gleichkommt. Vor dem Eintritt des Tornados ist die Temperatur in der untersten Luftschicht sehr hoch für die Jahreszeit, im Sommer herrscht drückende Schwüle; eine bis zum Boden in Gestalt einer Säule oder eines umgekehrten Kegels hinabreichende Wolke nähert sich mit der Geschwindigkeit, welche gewöhnlich 15—20 m in der Sekunde beträgt; Regenguss und Hagelfall begleiten gewöhnlich den Fortgang des Meteors; ein Stoss, ein Krach, und vorüber ist es, einen Streifen von sehr wechselnder, durchschnittlich etwa 700 m oder fast eine halbe Seemeile betragender Breite hinter sich lassend, auf welchem alles verwüstet ist: Häuser demoliert, Bäume entwurzelt oder abgebrochen, schwere Gegenstände gehoben und meilenweit fortgeführt; die ganze Erscheinung gleicht mehr einer plötzlichen, furchtbaren Explosion, als einem Sturme. Der verwüstete Streifen zeigt eine Länge von 3—1300 km; bei den langen Bahnen ist er gewöhnlich an einigen Stellen durch Stücke unbeschädigt gebliebenen Gebietes unterbrochen, welche der Tornado übersprungen zu haben scheint, ohne den Erdboden zu berühren. Die Tornados treten gewöhnlich in der südlichen Hälfte einer barometrischen Depression auf, häufig in der Nähe voneinander zu mehreren zugleich, oder in geringen Zeitabständen; die Richtung ihrer Bahnen ist im allgemeinen annähernd dieselbe, welche die Luftmassen in dem grösseren Wirbel in der Wolkenhöhe besitzen. Auf dem verwüsteten Wege des Tornados zeigen die hingestreckten oder fortgeführten Gegenstände die Richtung des Windstosses an, welche im allgemeinen zu beiden Seiten der Bahn und, wie es scheint, in einem beträchtlichen Streifen zu beiden Seiten derselben (und namentlich auf der rechten) mit der Fortpflanzungsrichtung des ganzen Tornados übereinstimmt. Zahlreiche Thatsachen sind gesammelt, welche eine rasche Aenderung der Richtung in dem Windstosse selbst während der wenigen Augenblicke des Vorüberganges des Tornados nachweisen, und in der Regel bezeugen diese Thatsachen eine Drehung der Luft unter der Tornadowolke in dem Sinne gegen den Uhrzeiger, also in demselben, wie in den grossen Wirbelstürmen dieser Halbkugel.

Aehnliche kurze Windstösse von zerstörender Kraft, wie die nordamerikanischen Tornados, kommen in Europa, obwohl sehr selten und in geringerer Heftigkeit, vor; auch sie hinterlassen, namentlich in Wäldern, eine schmale, aber lange Bahn, die durch Zerstörungen erkennbar bleibt.

Sucht man sich aus allen bisher über die nordamerikanischen Tornados gesammelten Thatsachen ein Bild von der Natur dieser zerstörenden Phänomene zu formen, so scheinen sie eine Verbindung der Vorgänge in einer Wettersäule und einer Böe darzubieten. Stellt

Digitized by Google

eine Böe herabsteigende, in rascher Bewegung befindliche Luft dar, so muss angenommen werden, dass vor derselben die von dieser verdrängte untere Luft aufsteigt; geschieht dieses Aufsteigen, wenn die Böe stark und die untere Luft warm und feucht ist, in einigermassen stürmischer Weise, so ist die Veranlassung zur Bildung von Wirbeln gegeben, die uns, unter günstigen Umständen, als Wettersäulen und Wasserhosen erkennbar werden. So ist voraussichtlich die wiederholt gemachte Beobachtung zu verstehen, dass vor der auf der Meeresoberfläche heranbrausenden Böe eine oder mehrere Wasserhosen einhertanzen. Ist die Mächtigkeit der aufsteigenden Luftmasse grösser und ihr Auftrieb durch ihren grossen Gehalt an Wärme und Wasserdampf bedeutender, so haben wir eine Wettersäule von riesigen Dimensionen, in welcher die Luft stürmisch zum Zentrum und im Wirbel um dieselbe sich bewegt, und in welcher der aufsteigende Luftstrom von der — im Sinne der Fortpflanzung des Wirbels — hinteren und rechten Seite genährt wird durch niedersteigende Luftmassen, welche die grössere Geschwindigkeit der Bewegung aus den höheren Luftschichten mitbringen und diese mit der rotierenden Bewegung im Wirbel zu einer ungeheuren Windstärke verbinden. Durch diese, allerdings noch der schärferen Begründung und Bestätigung an den Thatsachen bedürfende Auffassung würden die thatsächlich vorhandenen allmählichen Uebergänge von den Tornados zu den gewöhnlichen Böen einerseits und den Wasserhosen andererseits erklärlich sein. Die Tornados an der Westküste Afrikas schliessen sich, wie gesagt, mehr den ersteren, die nordamerikanischen mehr den letzteren an, abgesehen von ihrer ungeheuren Stärke."

XI. Praktische Meteorologie (Wettertelegraphie).

Hauptsächlich zwei Ursachen waren es, welche der Entwickelung der Meteorologie einen gewaltigen Vorschub leisteten und namentlich der neueren synoptischen Methode in der ganzen zivilisierten Welt Eingang verschafften und ihr raschen Aufschwung verliehen, nämlich die Einführung des Telegraphen in den meteorologischen Dienst und die Aussicht auf praktischen Nutzen, den man aus der Vorausbestimmung des Wetters ziehen konnte. Durch Einführung der neueren Methode war es erst in neuerer Zeit der meteorologischen Wissenschaft beschieden, ein auf wissenschaftlicher Grundlage und Erfahrung beruhendes Urteil über die zu erwartende Witterung abzugeben, wenngleich die Wahrscheinlichkeit des Zutreffens der Vorhersagungen wegen der mannigfachen Schwierigkeiten der dabei in Betracht kommenden Fragen nur sehr langsam zunehmen kann. Die erste erfolgreiche Anwendung der meteorologischen Kenntnisse auf das praktische Leben geschah in einem Berufe, bei dessen Ausübung

Digitized by Google

Wind und Wetter in erster Linie zu berücksichtigen sind und dessen Erfolg von den atmosphärischen Vorgängen ganz besonders abhängig ist. Der Seefahrer, und insbesondere der Küstenbewohner, welcher sich mit Fischerei und anderen mit dem Seewesen in Verbindung stehenden Verrichtungen zu beschäftigen hat, hat ununterbrochen sein Augenmerk auf Wind und Wetter zu richten, und die Kenntnis der Gesetze, welche den Witterungserscheinungen zu Grunde liegen, ist für die Ausübung seines Berufes von der entschiedensten Bedeutung. Hier hilfreiche Hand zu bieten, hat schon vor geraumer Zeit die Wissenschaft sich bemüht, als Dove sein Gesetz der Stürme und der Drehung des Windes veröffentlichte. In demselben Sinne arbeiteten Reid, Piddington, Espy und andere, und wenn auch die Resultate ihrer Untersuchungen und daher auch ihre Anwendung auf die Schiffahrt erheblich untereinander abwichen, so waren doch diese Bestrebungen, die allgemeinen Lehrsätze für die Meteorologie zu verwerten, von entschiedenem Erfolge, insbesondere in Bezug auf die tropischen Stürme, welche einen viel regelmässigeren Verlauf haben, als die Stürme in unseren Gegenden. Bei der stetigen Anwendung der bisherigen Kenntnisse und bei fortschreitender Erfahrung wurden die Grundlagen immer mehr verbessert und so kam man nach und nach dahin, für verschiedene tropische Küstengegenden die verheerenden, die Passate und Monsune begleitenden Orkane aus den Aenderungen der meteorologischen Elemente sowie der Himmelsansicht mit ziemlich gutem Erfolge vorherzusagen.

In unseren Breiten sind die Sturmphänomene viel unregelmässiger und verwickelter, so dass es erst in der neuesten Zeit möglich war, eine befriedigende Charakteristik für dieselben aufzustellen. Erst durch langjährige, mit stetiger, unermüdlicher Forschung Hand in Hand gehender Erfahrung gelang es, für unsere Gegenden ein Sturmwarnungssystem zu schaffen, welches einigermassen den Bedürfnissen der Küstenbevölkerung entsprechen und sich so die nötige Achtung und das nötige Vertrauen erwerben konnte. Mag auch im Binnenlande und ebenso bei dem der Sache fernstehenden Küstenpublikum vielfach ein geringschätziges Urteil laut werden, so sind doch fast ausnahmslos die Männer, welche an den Erfolgen und der Entwickelung des Sturmwarnungswesens ein unmittelbares und grosses Interesse haben und von Vorurteilen nicht befangen sind, fast ausnahmslos der Ansicht, dass die gegenwärtigen Einrichtungen die Küstenbevölkerung befriedigen und durch sie mancher Schaden und Verlust verhütet wurde.

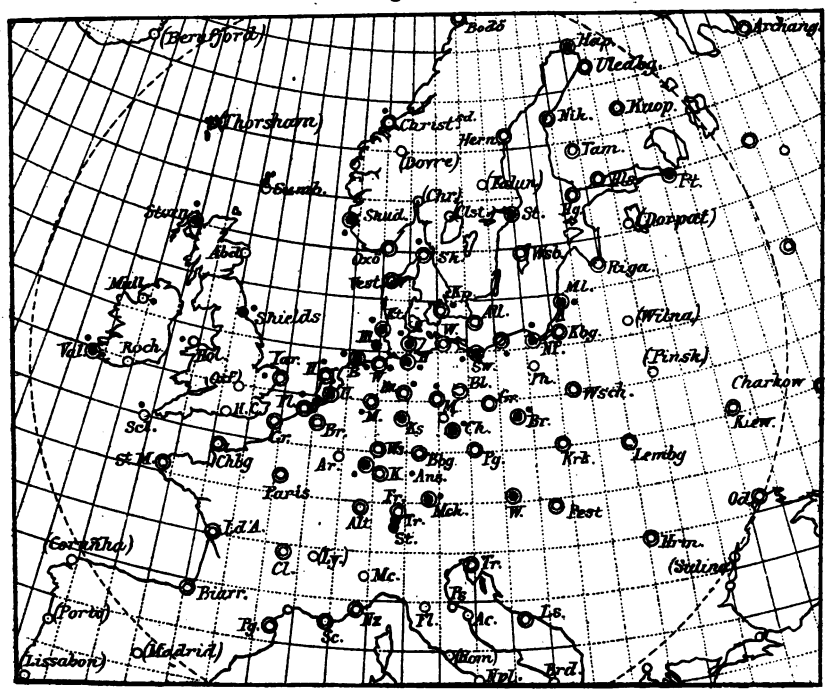
Während das Interesse des Seemanns hauptsächlich auf die Stärke und Richtung des Windes und ihre Aenderungen gerichtet ist, sind für den Landmann Wärme und Niederschläge von der höchsten Bedeutung. Die Windverhältnisse sind unmittelbar von der Luftdruckverteilung abhängig und mit viel grösserer Wahrscheinlichkeit des Eintreffens vorherzusagen, als Wärme und Niederschlag, welche mit den übrigen meteorologischen Elementen in einem sehr komplizierten Zusammenhange stehen. Die Wetterprognose im Interesse der Landwirtschaft ist hiernach ihrer Brauchbarkeit nach

Digitized by Google

naturgemäss geringwertiger als die Sturmwarnung, aber immerhin ist dieselbe entwickelungsfähig, und aus ihrer richtigen Anwendung kann, wie die Erfahrung zeigt, unter Umständen nicht unerheblicher Nutzen gezogen werden.

Bei der folgenden Betrachtung über die Wettertelegraphie lege ich hauptsächlich das System zu Grunde, welches in Deutschland an der Deutschen Seewarte in Anwendung ist, eine ausführliche Be-

Fig. 116.



Schlüssel für die Wetterberichte der Seewarte.

- ○ Station, von welcher nur die Morgenbeobachtungen telegraphisch einlaufen.
- ⊙ Station, von welcher dem Morgentelegramm auch die Beobachtung vom vorhergehenden Abend hinzugefügt wird.
- ● Station, von welcher ausser dem Morgentelegramm ein zweites vom Nachmittage einläuft.
- ⊙ Station, für welche das unter ○ und ● Gesagte gleichzeitig gilt.
- · Station, von welcher von Mitte September bis Ende April die Abendbeobachtungen einlaufen (für Abenddienst).

Von den Stationen, deren Namen eingeklammert sind, erhält die Seewarte keine Wetterdepeschen.

sprechung auch mit Rücksicht auf die ausländischen Systeme findet sich in meinem Handbuch der ausübenden Witterungskunde, worauf ich hier verweise.

Im allgemeinen lassen sich drei Systeme der Wettertelegraphie unterscheiden, nämlich das kontinentale, das englische und das amerikanische System. Das kontinentale oder europäische System hat seinen Ursprung in dem französischen, von Leverrier gegründeten und erstreckt sich über den ganzen europäischen Kontinent. Obgleich die Grundzüge dieses Systems ziemlich unverändert

Digitized by Google

geblieben sind, so hat es sich doch nach und nach erheblich vervollkommnet. Die Wetterdepeschen werden von den Telegraphenverwaltungen teils unentgeltlich, teils mit Ermässigungen und dann im allgemeinen als Diensttelegramme, teils mit voller Gebührenentrichtung befördert. Ein Zusammengehen der einzelnen Telegraphenverwaltungen ist für die gedeihliche Entwickelung dieses Systems durchaus erforderlich. Die Beobachtungen werden durchweg nach Ortszeit angestellt, welche in den verschiedenen Ländern verschieden ist, und unentgeltlich nach der betreffenden Zentralstelle befördert. Die meisten Stationen versenden nur ein Morgentelegramm, dem indessen in der Regel die Abendbeobachtungen beigegeben sind. Die Verwertung der Wettertelegramme geschieht hauptsächlich durch Zeitungen, durch tägliche Wetterkarten und Bulletins, durch Hafentelegramme, Sturmwarnungen und Wetterprognosen.

Das englische System, welches von dem Admiral Fitzroy gegründet wurde, hat mit dem eben besprochenen manche Berührungspunkte, unterscheidet sich aber hauptsächlich dadurch von demselben, dass, entsprechend der vorgeschobenen Lage der britischen Inseln nach West hin, die Depeschen des Inlandes sowohl der Anzahl als auch der Bedeutung nach in hohem Masse überwiegen. Die Berichterstatter erhalten eine mässige Remuneration; die Beobachtungen werden nach Simultanzeit (Greenwich-Zeit) angestellt. Die Verwertung des Depeschenmaterials geschieht durch Berichterstattung an Zeitungen und Häfen, durch Wetterkarten und Bulletins.

Das amerikanische System zeichnet sich durch eine auf grossen Geldmitteln und einer Reihe sehr einschneidender Massregeln beruhende Leistungsfähigkeit aus. Die Depeschen sind fast sämtlich inländische, die Beobachter gehören grossenteils zur Armee, stehen unter militärischer Disziplin und werden gut besoldet, so dass eine einheitliche und straffe Organisation hier durchgeführt werden kann. Sämtliche Telegraphenlinien sind verpflichtet, dreimal des Tages zu ganz bestimmter Zeit (Simultanzeit) die nötigen Leitungen für die Wetterdepeschen frei zu halten. Für die Verwertung der Telegramme ist durch das eigentümliche sogenannte „Circuitsystem“ und durch Mitwirkung der Post- und der Eisenbahnverwaltungen Sorge getragen, wodurch bei möglichst geringer Belastung des Telegraphen die ausgedehnteste und rascheste Verbreitung der Nachrichten über das ganze Land erreicht ist, und zwar sowohl von Angaben über den jeweiligen Zustand des Wetters, als von Wetterprognosen.

Das System der Deutschen Seewarte, welches wir unseren Betrachtungen fast ausschliesslich zu Grunde legen, umfasst an der Küste, abgesehen von der Zentralstation Hamburg, acht Normalstationen oder Stationen erster Ordnung (Memel, Neufahrwasser, Swinemünde, Wustrow, Kiel, Keitum auf Sylt, Wilhelmshaven und Borkum) und ausserdem zwei Ergänzungsstationen (Cuxhaven und Rügenwaldermünde). Zu Zwecken der Wettertelegraphie wird die Seewarte noch mit einer genügenden Anzahl Depeschen aus dem deutschen Binnenlande sowie aus dem Auslande versorgt. Gegenwärtig laufen an der Seewarte täglich ein: morgens 100, davon

Digitized by Google

aus dem Inlande 30, aus dem Auslande 70; nachmittags 25 Depeschen, davon aus dem Inlande 14, aus dem Auslande 11; abends (von Mitte September bis Mai) 29 Depeschen, davon aus dem Inlande 18, aus dem Auslande 11 Depeschen. Figur 116 veranschaulicht die Verteilung des wettertelegraphischen Materials der Seewarte.

Das Schema für die Wetterdepeschen, nach internationalem Schema in fünfzifferigen Zahlengruppen geschrieben, denen etwaige Bemerkungen in Worten zugefügt werden, ist folgendes:

Schema für Morgendepeschen (europäischer Kontinent).

Gestern abend					Heute morgen									
I. Gruppe		II. Gruppe			III. Gruppe		IV. Gruppe			V. Gruppe		VI. Gruppe		
Barometer 760 m	Windrichtung 16 Strich gerade Zahlen 32 = N, 0,2 = NNE etc.	Windstärke 0—12	Witterung	Trockenes Therm.	Barometer	Windrichtung	Windstärke	Witterung	Trockenes Therm.	Feuchtes Therm.	Regen in 24 Std. ganze mm	Temper.-Maxim., ganze Grade	Temper.-Minim., ganze Grade	Seegang (Inl.: Wolkenform)
BBB	WW	S	H	TTT	BBB	WW	S	H	TTT	T′T′T′	RR	MM	mm	G(F)

Schema für Nachmittagsdepeschen.

Barometer	Windrichtung	Windstärke	Witterung	Trockenes Therm.	Feuchtes Therm.	Mit 0 auszufüllen	Wolkenform
BBB	WW	S	H	TTT	T′T′T′	0	F

Schema für Abenddepeschen.

Barometer	Windrichtung	Windstärke	Witterung	Trockenes Therm.
BBB	WW	S	H	TTT

Es bedeuten:

BBB den auf 0° und Meeresniveau reduzierten Barometerstand in Millimetern und Zehnteln (mit Hinweglassung der Hunderter) ausgedrückt; z. B. 624 = 762,4, es ist also stets die 700 zu ergänzen.

WW die wahre Windrichtung, nach dem astronomischen Norden bestimmt; es ist

02 = NNE	10 = ESE	18 = SSW	26 = WNW
04 = NE	12 = SE	20 = SW	28 = NW
06 = ENE	14 = SSE	22 = WSW	30 = NNW
08 = E	16 = S	24 = W	32 = N

00 = Windstille.

Digitized by Google

S die Windstärke nach Beaufort-Skala 0—12, wo 0 = Windstille, 1 und 2 = leicht, 3 = schwach, 4 = mässig, 5 = frisch, 6 = stark, 7 = steif, 8 = stürmisch, 9 = Sturm, 10 = starker Sturm, 11 = heftiger Sturm, 12 = Orkan. — Da nur eine einzifferige Zahl für S eingesetzt werden darf, so wird bei grösserer Stärke als 9 eine Angabe in Worten nötig.

H die Hydrometeore und Bewölkung zur Zeit der Beobachtung; 0 = wolkenlos, 1 = 1/4 bedeckt, 2 = 1/2 bedeckt, 3 = 3/4 bedeckt, 4 = ganz bedeckt, 5 = Regen, 6 = Schnee, 7 = Dunst, 8 = Nebel, 9 = Gewitter.

TTT die Temperatur des trockenen Thermometers in Celsius-Graden und Zehnteln; im Falle die Temperatur 10° nicht erreicht, ist die erste Ziffer durch eine Null zu ersetzen; bei Temperaturen unter 0° wird zur Anzahl der abgelesenen Grade 50 hinzugefügt; z. B. 167 = 16,7°, 058 = 5,8°, 509 = —0,9°, 662 = —16,2°.

T′T′T′ entsprechend die Temperatur des feuchten Thermometers.

RR die von gestern morgen 8 Uhr bis heute morgen 8 Uhr gefallene Niederschlagsmenge auf ganze Millimeter abgerundet; bei weniger als 10 mm ist an die erste Stelle 0 zu setzen; 99 bedeutet beobachteten, aber nicht gemessenen, 00 keinen Niederschlag oder weniger als 0,5 mm.

MM die Angabe des Maximumthermometers, mm die des Minimumthermometers, beide um 8 Uhr morgens abgelesen und auf ganze Grade abgerundet. Bei Minusgraden ist, wie bei TTT, zur Anzahl derselben 50 hinzuzufügen, so dass z. B. 62 = —12 bedeutet.

F, G Im internationalen Schema bezeichnet diese letzte Ziffer G den Seegang, und zwar bedeutet 0 = schlicht, 1 = sehr ruhig, 2 = ruhig, 3 = leicht bewegt, 4 = mässig bewegt, 5 = unruhig, 6 = grob, 7 = hoch, 8 = sehr hoch, 9 = äusserst hoch. Auf den deutschen Stationen bezeichnet die Ziffer F dagegen die vorwiegende Form der Himmelsbedeckung; 0 = wolkenloser blassblauer Himmel, 1 = Cirri, 2 = Cirro-strati, 3 = Cirro-cumulus, 4 = Cumuli und Cum.-strati, 5 = Strati und Strat.-cumuli, 6 = schwere dunkle Wolken, 7 = mehrere Wolkenschichten, 8 = einförmig grauer Himmel, 9 = wolkenloser tiefblauer Himmel.

FZZZ′Z′ ist die Cirrusgruppe, welche im internationalen Schema fehlt und nur von deutschen Stationen (seit 1886) hinzugefügt wird. In derselben bedeutet F die Form der beobachteten oberen Wolken und wird also entsprechend durch 1 = Federwolken, 2 = Schleier (Cirro-strati), 3 = Schäfchen (Cirro-cumuli) gegeben; ZZ die Richtung, aus welcher die Wolken ziehen (ebenso ausgedrückt wie WW); Z′Z′ die Richtung, in welcher die Wolken gestreift erscheinen, z. B. 02 = Streifung NNE, 20 = SW.

Digitized by Google

Ist keine Bewegung zu unterscheiden, so wird 00 gesetzt, ebenso 00, falls eine Streifung fehlt; 99 bedeutet, dass diese Grössen nicht genau beobachtet werden konnten.

Zur Zeit des Abenddienstes an der Seewarte, vom 16. September bis 30. April, senden einige Stationen ihre Beobachtungen von 8^h p. m. am Abend in einem Abendtelegramm, welches BBBWW, SHTTT lautet und in welchem die Ziffern die obige Bedeutung haben; diese Gruppen werden in solchem Falle im Morgentelegramm nicht wiederholt.

Die Nachmittagstelegramme übermitteln die Beobachtungen von 2^h p. m. und haben die Form BBBWW, SHTTT, T′T′T′0F, FZZZ′Z′, deren Bedeutung aus obigem ersichtlich ist.

Beispiel einer vollständigen Morgendepesche von einer Inlandstation.

65808	30589	‖	66906	22599	60502	54617	32016
gestern abend		‖	heute morgen				

Dies bedeutet: Gestern abend 8 Uhr Barometer 765,8 (0° und Meeresniveau), Ostwind von der Stärke 3, wolkenlos, Temperatur —8,9°; heute morgen 8 Uhr Luftdruck 766,9, ENE leicht, halb bedeckt, Temperatur —9,9°, feuchtes Thermometer —10,5°, Niederschlag 2 mm, Maximumtemperatur seit gestern 8^h a. m. —4°, Minimumtemperatur seit gestern 2^h p. m. —11°, verschiedene Wolkenschichten; Cirro-cumuli ziehen aus SW, Streifung Süd.

Wenn auch die Zentralstellen im grossen Ganzen mit der gegenwärtigen Einrichtung der Wetterdepeschen zufrieden sind, so wäre doch eine Revision des Schemas nach dem jetzigen Stande der Wissenschaft auf internationalem Wege geboten, wobei sich einige Angaben als entbehrlich, andere als zu dürftig herausstellen würden. Ich möchte nur einen allgemeinen Vorschlag der Erwägung empfehlen, nämlich dass die einzelnen Zentralstellen von ihren inländischen Stationen in jeder Beziehung vollständige Telegramme für jeden Beobachtungstermin sich verschaffen und insbesondere diese Beobachtungsdaten in ihren täglichen Bulletins publizieren, wobei auch die Wiedergabe der Kurven von einigen Registrierapparaten sich dringend empfiehlt. Die Wiedergabe der ausländischen Depeschen kann sich auf solche Daten beschränken, welche für den wettertelegraphischen Dienst unbedingt notwendig sind. In diesem Falle wäre es möglich, interessante Witterungserscheinungen schon einige Tage nach ihrem Auftreten sowohl intensiv als auch extensiv in kurzen Zeitintervallen fruchtbringend zu verfolgen, wie es gegenwärtig leider nicht gut möglich ist. Die Benutzung der Bulletins von den einzelnen In-

Digitized by Google

stituten bietet leider nicht sehr viel mehr Material, als was durch den gegenseitigen Depeschenaustausch mitgeteilt wird. Wenn auch die einzelnen Institute ihr Beobachtungsmaterial nachher in extenso publizieren, was vielfach erst sehr spät nach Ablauf des Beobachtungsjahres geschieht, so sollte doch das wettertelegraphische Material für die weitere Verwertung kein totes sein.

Für die Bearbeitung des Depeschenmaterials ist es dringend wünschenswert, dass die Depeschen in ununterbrochener und geordneter Reihenfolge kurz nach der Beobachtung einlaufen und während des Einlaufes gleichzeitig für die verschiedenen Zwecke der Wettertelegraphie verarbeitet werden. An der Seewarte werden in der ruhigeren Jahreszeit (Mai bis Mitte September) täglich sieben, in der übrigen Zeit (bei Ausübung des Abenddienstes) täglich zehn Wetterkarten gezeichnet, und zwar:

Vormittags: eine Karte für Luftdruck, Wind und Bewölkung für 8 bezw. 7^h a. m., eine für Temperatur, Seegang für dieselbe Zeit und Hydrometeore für die letzten 24 Stunden, zwei Aenderungskarten für Luftdruck und Temperatur in den letzten 24 Stunden, eine für Luftdruck, Wind und Bewölkung für den Vorabend.

Nachmittags: zwei Karten für Luftdruck und Temperatur für 2^h p. m. mit den Variationen in den letzten 6 bezw. 24 Stunden.

Abends: eine Karte für Luftdruck, Wind und Bewölkung für den Abend, eine für Temperatur und Seegang für den Abend, zwei Aenderungskarten für Luftdruck und Temperatur in den letzten 12 bezw. 24 Stunden.

Auf diesen Arbeitswetterkarten, welche fast sämtliches wettertelegraphische Material enthalten, werden die Isobaren von 5 zu 5 mm und die Isothermen von 5 zu 5^0 eingezeichnet. Nachdem man nun aus den verschiedenen Karten eine genügende Uebersicht der Witterung und ein Urteil über den Verlauf derselben gewonnen hat, wird für die Hafentelegramme für die deutschen Nord- und Ostseehäfen sowie für die Zeitungsabonnementsdepesche eine Witterungsübersicht gegeben und werden beide Telegramme sofort befördert. Ausserdem kommen Telegramme zur Versendung an die deutschen und ausländischen meteorologischen Institute.

Am Nachmittage werden die von einer beschränkten Anzahl Stationen einlaufenden Telegramme ähnlich verarbeitet, und im Anschluss hieran wird die Wetterprognose für den folgenden bürgerlichen Tag aufgestellt, welche in den täglichen autographierten Wetterberichten der Seewarte veröffentlicht wird.

Der Abenddienst wird nur im Interesse des Sturmwarnungswesens für die deutsche Küste ausgeübt.

Nicht selten wird der eben besprochene regelmässige Dienst an der Seewarte durch die eine Vermehrung des Depeschenverkehrs bedingende Ausgabe von Sturmwarnungen erheblich modifiziert, so dass eine Verspätung der übrigen Depeschen nicht vermieden werden kann, da naturgemäss Sturmwarnungen vor allen übrigen in erster Linie befördert werden müssen.

Die Verwertung des wettertelegraphischen Materials ist je nach

Digitized by Google

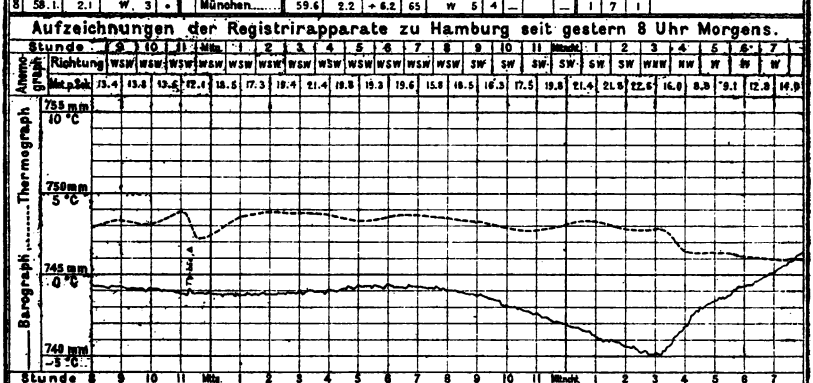
Fig. 117a.

Jahrgang XI. DEUTSCHE SEEWARTE. 1886, N° 6.

Tabellarischer Wetterbericht von Mittwoch, dem 6ten Januar.

Zeit	gestern Abend: Barometer mm	Thermometer °C	Wind: Richtung	Wind: Stärke 1-12 (Beaufort)	Wetter	Stationen des Inlandes	heute 8 Uhr Morgens: Barometer mm	Thermometer: Stand	Thermometer: Abweich. v. Mittel	Relative Feuchtigkeit %	Wind: Richtung	Wind: Stärke 1-12 (Beaufort)	Wetter	Verkehrsstörung durch Schneefall	Zug d. Schneewolken	Seegang (Skala)	letzte 24 Std.: Niederschlag mm	Temp.-Extr.: Max.	Temp.-Extr.: Min.	Bemerkungen
8	742.6	3.0	WSW	5	4	Memel	744.1	2.1	+5.7	75	SW	6	4	5		6	2	3	0	Nebel ○ ≡ *
8	45.5	2.0	WSW	6	2	Neufahrwasser	44.6	1.2	+2.7	78	SSW	5	3	5			0	5	0	Nebel, etwas *
8	45.0	1.8	WSW	6	3	Rügenwalderm.	42.5	1.3	—	80	SW	7	4	4		6	0	3	−0	* bedeckt.
8	46.0	2.5	SW	7	2	Swinemünde	44.4	0.3	+2.4	87	W	7	2	5			0	3	−0	mässiger Nebel, stellenweise
8	43.7	2.3	SW	6	4	Wustrow	43.9	1.6	+2.8	75	W	5	0	0		—	2	5	−1	
8	44.0	1.6	SW	4	≡	Kiel	46.6	−0.4	−0.3	83	W	7	0	5		—	*	3	−1	* - und ○ hier.
8	745.1	2.8	WSW	8	4	Hamburg	746.1	0.8	+1.7	89	WSW	7	4	5		—	1	5	0	Nebel u. früh * hier.
6	44.8	2.8	W	7	*	Cuxhaven	48.4	2.2	—	91	WNW	5	2	—	WNW	4	9	—	—	Cir.-s., Schneefg. E.
8	41.2	1.6	WSW	6	4	Keitum auf Sylt	45.9	1.4	+2.0	76	WNW	7	4	8		—	3	3	−1	zeitw. * - und ○ hier
—	—	—	—	—	—	Helgoland	—	—	—	—	NNW	6	*	—	—	5	—	—	—	
8	44.9	2.3	SW	6	0	Wilhelmshaven	50.2	0.6	−0.1	85	W	4	3	6		—	*	4	0	Nebel, Stunw., ≡, ○, Cbl. ϟ.
8	43.8	2.6	WSW	6	4	Borkum	51.5	1.0	+0.4	87	NW	7	4	5		6	*	5	0	Cbl. - - u. Stunwhen.
8	748.9	1.0	W	3	0	Münster	753.3	0.5	0.0	83	W	2	1	1	W	—	1	6	0	Cir. - c
8	52.2	2.2	SW	5	1	Kassel	58.7	1.4	+2.3	96	W	7	3	4		—	2	+5	1	Nebel. ○ - und * hier.
8	49.4	2.6	WSW	8	0	Hannover	51.0	1.4	+1.7	—	W	8	2	—		—	—	—	—	
8	58.0	2.5	W	5	0	Magdeburg	50.5	1.7	—	71	W	7	2	5		—	2	6	1	Nebel *
8	54.3	2.2	WNW	3	0	Chemnitz	55.6	−0.2	+0.6	98	WNW	5	*	—		—	*	—	—	ϟ von jetzt an.
8	50.2	2.6	W	5	4	Berlin	48.7	0.7	+2.1	87	WNW	7	*	6		—	—	6	1	
8	60.8	1.6	W	4	1	Grünberg	49.1	2.6	—	89	W	5	≡	7		—	5	6	1	Nebel. ○, Nm. *.
8	53.1	3.4	W	5	0	Breslau	52.4	2.7	+5.7	67	SSW	6	3	4		—	—	8	1	
9	44.7	2.1	W	6	4	Königsberg	45.2	1.2	+3.4	—	W	3	1	—		—	—	—	—	
8	761.6	5.7	SW	4	1	Altkirch	762.0	3.8	—	87	SW	4	○	8		—	4	9	3	
8	57.4	2.9	W	4	3	Kaiserslautern	57.5	2.6	—	87	W	3	○	5		—	2	6	2	ϟ △ und *.
10	55.8	3.2	W	5	○	Wiesbaden	56.7	4.0	+3.2	84	SW	4	4	5		—	3	8	1	Nebel, starker Wind und ○.
9	58.4	3.9	SW	5	0	Karlsruhe	58.5	4.8	+5.0	71	SW	7	4	6		—	7	6	3	
9	60.6	4.2	SW	5	4	Friedrichshafen	61.0	3.4	+5.2	73	SW	1	4	5		—	1	6	2	Gebirgsföhn.
8	55.6	2.5	W	2	0	Bamberg	56.1	2.5	+4.9	84	W	6	3	6		—	3	7	0	Nebel. ○.
8	58.1	2.1	W	3	○	München	59.6	2.2	+6.2	65	W	5	4	—		—	1	7	1	

Aufzeichnungen der Registrirapparate zu Hamburg seit gestern 8 Uhr Morgens.



Wetterbericht von heute 2 Uhr Nachmittags.

Stationen	Barometer mm	Thermometer °C	Relative Feuchtigkeit %	Wind, Richtung und Stärke 1-12 (Beaufort)	Wetter	Verkehrsstörung durch Schneefall	Zug d. Schneewolken	Bemerkungen
Memel	741.9	−0.6	98	SSW 6	*	6		Seegang 6. * hier.
Neufahrwass.	45.3	1.4	67	W 6	○	2	5	Nm. * hier.
Swinemünde	42.9	−1.4	100	W 8	*	6		aufgeh. ≡ * u. △ hier.
Kiel	50.7	−0.8	94	W 4	○	0		Nm. *.
Hamburg	752.2	−0.8	87	W 6	3	6	W	Mäss. Eisg.
Keitum	50.3	0.6	75	NNW 6	4	8		
Helgoland	—	—	—	NW 7	1	—	—	Seeg. 6.
Borkum	53.2	1.6	64	NNE 3	1	5		○ 5.
Kassel	754.9	+1.3	88	SW 1	4	1		3h Th. mit * stärker
Chemnitz	56.1	0.6	87	WSW 4	*	8		
Breslau	54.2	2.6	58	W 6	1	4		Nm. etwas *.
Kaiserslaut.	754.6	4.2	82	SW 4	4			
München	57.5	4.3	56	W 4	1			Cirr. Schleier aus W
Wien	59.6	5.8	52	still	3			
Utrecht	752.7	1.7	98	SW 1	4			
Stornoway	61.5	2.8	—	WNW 3	1			
Shields	57.4	2.2	—	N 2	2			
Valentia	59.2	2.8	—	NNE 5	2			
Petersburg (8h)	740.7	0.1	—	S 1	4			
Haparanda	48.2	−25.4	—	NE 4	4			
Stockholm	36.6	−6.6	—	N 8	*			
Skudesnäs	52.2	−3.2	61	NNW 2	3			Seeg. 3.

Anmerkung: Die Barographenkurve ist nicht auf das Meeresniveau reduzirt. Zur Ausführung dieser Reduktion sind 2.4 mm hinzuzufügen.

1 : 2 der natürlichen Grösse.

Digitized by Google

Fig. 117b.

Verlag der Land- und Seekarten-Handlung von L. Friederichsen & Co. in Hamburg, Admiralitätstrasse No. 3 & 4. — Vierteljährlicher Abonnementspreis

1 : 2 der natürlichen Grösse.

Digitized by Google

Fig. 117c.

Allgemeine Uebersicht der Witterung am 6ten Januar, 8(7) Uhr Morgens.

Um einer breiten Zone niederen Luftdrucks, die sich von den Britischen Inseln ostnordostwärts über das Nord- und Ostseegebiet nach Nordwest-Rußland erstreckt, liegen zwei barometrische Minima, eines bei Wisby und ein anderes über England. Unter dem Einflusse des ersteren herrscht an der deutschen Küste, vielfach auch im Binnenlande, starke bis stürmische Luftbewegung, im Westen aus nordwestlicher, im Osten aus südwestlicher Richtung. Das Wetter ist über Zentraleuropa kälter, unbeständig und regnerisch. In Deutschland liegt die Temperatur noch erheblich über der Normalen.

Aussichten für die Witterung des 7. Januar in:

Nordwestdeutschland: Kälteres Wetter mit veränderlicher Bewölkung und abnehmender Windstärke. Keine oder geringe Niederschläge.

Ostdeutschland: Kälteres, etwas aufklarendes Wetter mit abnehmender Windstärke. Etwas Schnee.

Süddeutschland. Kälteres, etwas trübes Wetter mit Schneefällen und schwacher Luftbewegung.

Abth. III. W. J. van Bebber.

Lith. u. Druck der Seewarte.
preis. Inklusive portofreier täglicher Zusendung. M. 15.-. Man abonnire ausschliesslich bei allen Postämtern. (N° 5697 der Zeitungspreisliste.)

1 : 2 der natürlichen Grösse.

Digitized by Google

Fig. 117d.

6. Januar. 1886. Nº 6.

gestern Abend						Stationen des Auslandes	heute Morgen						letzte 24 Std.			Bemerkungen (wo keine Zeitangabe, auf heute 8 resp 7ª a.m. bezüglich)
Zeit	Barometer; mm	Thermometer; °C	Wind, rechtweisend 1-12 (Beauf.)		Wetter		Zeit	Barometer; mm	Thermometer; °C	Relative Feuchtigk. %	Wind, rechtweisend 1-12 (Beauf.)		Wetter	Sonnenschein St.	Niederschl. mm	Temp-Extr: Max.	Temp-Extr: Min.	
—	—	—	—	—	—	Sumburgh-Hd.	8	755.1	-1.1	78	N	4	3	—	1	—	—	
6	751.8	-0.6	N	4	1	Sterneway	8	58.2	0.0	100	N	3	1	—	2	—	—	
—	—	—	—	—	—	Aberdeen	8	55.9	-1.1	78	NNW	4	1	—	7	—	—	
6	46.7	2.2	NW	4	2	Shields	8	54.6	1.1	79	NNE	3	1	—	1	—	—	
6	51.8	2.8	NNW	4	3	Mullaghmore	8	56.4	1.7	69	ENE	5	3	—	3	—	—	
6	50.8	5.0	W	7	3	Holyhead	8	53.1	1.7	69	ENE	5	4	—	0	—	—	
—	—	—	—	—	—	Rochespoint	8	51.6	2.2	91	NE	4	•	—	5	—	—	
6	54.4	7.2	WSW	6	4	Valentia	8	52.1	3.3	92	N	5	3	—	7	—	—	
6	48.3	2.8	W	5	4	Yarmouth	8	53.3	1.7	90	NNE	4	3	—	1	—	—	
6	53.9	8.9	WNW	8	3	Scilly	8	50.6	7.2	61	NW	8	3	—	6	—	—	
—	—	—	—	—	—	Hurst Castle	8	48.5	6.1	100	W	5	3	—	7	—	—	
8	734.6	0.2	NNW	4	4	Oxö	8	744.5	-3.4	56	NNW	6	2	2	2	1	-5	
8						Skudesnäs	8											
8	41.4	-4.0	NE	8	*	Kristiansund	8	48.1	-4.0	77	ESE	1	4	3	4	-3	-7	
6	43.4	-13.2	ENE	4	3	Bodö	8	48.5	-14.4	66	ENE	2	1	1	0	-10	-15	
9	734.4	0.6	W	4	2	Skagen	8	737.0	-5.0	90	NE	8	*	4	5	1	-4	
9	35.7	1.8	WNW	4	•	Vestervig	8	42.9	-2.2	94	N	6	*	—	5	2	-4	
9	40.2	1.6	SW	3	*	Kopenhagen	8	39.0	0.3	59	W	3	3	—	0	3	0	
9	42.0	2.1	SW	6	•	Bornholm	8	39.6	-0.4	83	NW	6	4	—	3	4	-0	
9	753.4	3.2	WSW	4	0	Brüssel	8	754.4	3.0	90	SW	2	4	—	1	10	3	
—	—	—	—	—	—	Arlon	8	—	1.3	—	W	3	•	—	—	—	—	
10	49.1	2.7	SW	3	•	Utrecht	8	54.7	1.2	94	SW	1	2	—	1	4	0	
7	51.7	5.0	WSW	6	1	Vliessingen	8	54.6	3.0	90	S	1	4	—	0	3	4	
8	45.1	4.6	SW	7	3	Helder	8	52.8	3.0	74	WNW	3	3	3	0	5	2	
6	762.1	5.6	WNW	4	4	St Mathieu	7	754.3	7.3	79	NW	5	•	5	5	10	4	
6	58.2	6.0	W	7	3	Cherbourg	7	49.0	7.0	100	SW	7	•	6	9	7	4	
6	59.8	4.3	SW	3	1	Paris	7	57.5	4.2	89	SSW	3	4	—	0	8	4	
6	52.3	5.0	W	3	1	Grisnez	7	51.0	2.3	100	E	1	4	3	3	7	2	
6	64.3	5.6	W	4	4	Clermont	7	63.1	0.9	80	W	1	2	—	1	9	-2	
6	65.8	8.2	WNW	3	3	Ile d'Aix	7	62.0	8.2	93	SW	5	•	2	2	11	5	
6	65.1	10.0	WSW	3	•	Biarritz	7	63.3	7.0	88	SW	3	3	5	1	12	6	
6						Perpignan	7											
6	63.5	7.4	WNW	4	3	Sicié	7	60.5	4.6	74	NW	3	2	3	0	12	4	
6	59.7	7.7	WSW	1	2	Nizza	7	59.9	3.8	85	E	2	3	1	0	11	3	
9	744.2	-24.5	NE	2	0	Haparanda	8	748.7	-25.0	100	NE	4	4	—	0	—	—	
9	41.5	-13.4	NE	4	*	Hernösand	8	46.3	-16.8	90	NE	2	3	—	1	—	—	
9	36.0	-0.2	S	2	4	Stockholm	8	39.6	-4.4	86	NNE	4	*	—	2	—	—	
9	37.9	2.2	W	4	2	Wisby	8	37.7	1.4	96	SW	2	•	—	1	—	—	
9	738.2	0.3	S	2	*	Hangö	7	739.1	-0.4	98	S	3	2	4	*	—	—	
9	37.6	0.1	SSW	2	3	Helsingfors	7	37.9	-2.2	96	SW	1	m	—	0	—	—	
9	38.2	-5.0	NNE	1	4	Tammerfors	7	39.7	-9.0	94	N	2	*	—	4	—	—	
9	49.81	-12.3	NE	1	4	Nikolaistadt	7	42.7	-17.0	84	N	3	4	—	0	—	—	
9	38.7	-11.2	N	1	4	Kuopio	7	40.1	-13.6	100	still		4	—	2	—	—	
9						St Michel	7											
9	43.1	-19.0	ENE	1	0	Uleåborg	7	44.8	-19.9	?	ENE	2	1	—	2	—	—	
9	750.7	-25.2	ENE	1	4	Archangelsk	7	746.9	-22.2	80	ESE	2	4	—	0	—	—	
9						Wologda	7											
9	40.0	-1.5	SSE	1	4	Petersburg	7	39.4	-2.0	96	SSE	1	4	—	2	—	—	
8	47.4	-4.4	S	1	*	Moskau	7	47.1	1.5	93	SSW	1	4	—	5	—	—	
9	41.0	0.5	SSW	1	3	Riga	7	41.4	0.0	94	SSW	1	2	—	1	—	—	
9	50.8	2.2	WSW	3	2	Warschau	7	51.4	0.3	83	SSW	3	1	—	2	—	—	
9	55.2	2.2	WSW	1	1	Kiew	7	55.9	0.7	90	WSW	1	•	—	0	—	—	
9						Odessa	7											
9	60.8	0.6	SW	1	4	Charkow	7	59.7	1.6	85	SW	2	4	—	0	—	—	
9	757.3	6.8	W	2	1	Wien	7	759.6	3.8	64	W	1	0	—	0	9	2	
9	55.6	3.2	W	4	3	Prag	7	55.4	2.6	75	SW	6	0	—	0	—	—	
9	55.2	3.4	WSW	1	4	Krakau	7	57.6	2.6	67	WSW	1	1	—	1	5	2	
9	55.2	3.3	SW	3	4	Lemberg	7	56.7	1.4	89	W	3	3	—	0	4	1	
9	58.5	-1.1	still		4	Pest	7	59.9	4.0	70	W	1	4	—	0	4	-2	
9	61.6	-4.8	S	1	3	Hermannstadt	7	61.2	-1.8	?	SSE	2	4	—	0	-1	-5	
9	61.3	6.8	still		m	Triest	7	61.0	6.2	97	still		0	—	11	8	5	
9						Lesina	7							—				
—	—	—	—	—	—	Moncalieri	8	760.6	-1.0	—	SSW	1	∞	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	Florenz	8	60.4	8.5	—	SW	2	•	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	Pesaro	8	60.8	6.1	—	N	2	4	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	Cagliari	8	68.4	11.0	—	E	3	4	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	Neapel	8	64.3	11.0	—	ESE	2	4	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	Brindisi	8							—	—	—	—	
7	724.4	3.0	SW	1	4	Friedrichshafen	1	—	—	—	—		—	419	Höhen-Stat.			
Max.	684.1	1.0	W	4	4	Tregen	Max.	682.6	2.0	—	W	1	0	876	(Bar. nicht auf			
Min.	557.8	-10.6	W	8	m	Säntis	Min.	557.2	-9.1	—	W	6	1	2467	Meeresniv. red.)			

Anmerkung: Der Barometerstand sämmtlicher Stationen des Inlandes und des Auslandes (ausschl. Höhen-Stat.) ist auf 0°C. und Meeresniveau reduzirt.

1 : 2 der natürlichen Grösse.

Digitized by Google

den verschiedenen Bedürfnissen des Publikums verschieden, indessen lässt sich eine dreifache Richtung in der Verwertung desselben unterscheiden, nämlich: 1. Berichterstattung an das Publikum über thatsächliche Witterungszustände auf grösserem Gebiete, 2. Mutmassungen über die für die nächste Zeit wahrscheinlich zu erwartende Witterung und Mitteilung darüber an das Publikum, und 3. Sammlung von Erfahrungen zur Bereicherung unserer Kenntnisse auf dem Gebiete der Wettertelegraphie, also auch Ausbau des Sturmwarnungswesens und der Wetterprognose. Alle diese drei Richtungen sind an der Seewarte vertreten.

Die Berichterstattung seitens der Seewarte findet sowohl täglich als auch in aussergewöhnlichen Fällen statt. Die tägliche Berichterstattung geschieht durch eigene, von der Seewarte autographierte und herausgegebene, von kartographischen Darstellungen begleitete Bulletins, durch Berichte oder Wetterkarten in den Zeitungen, durch telegraphische Berichte, wie Mitteilungen an Institute, Zeitungen oder Private, durch öffentlichen Anschlag von Witterungsaussichten gewöhnlich in Verbindung mit Witterungsthatbeständen und in Anlehnung an dieselben, und durch Hafentelegramme. Die aussergewöhnliche Berichterstattung beschränkt sich nur auf die Sturmwarnungen im Interesse der Fischerei und der Küstenschiffahrt.

Die Einrichtung der Wetterkarten der Seewarte ist aus Fig. 117 a, b, c, d ersichtlich.

Die Mitteilungen in den Zeitungen geschehen entweder in Tabellen, welche gewöhnlich mit einer allgemeinen Witterungsübersicht in Worten verbunden sind, oder durch Wetterkarten. Die ersteren Berichte werden, abgesehen von Hamburg und Altona, wo dieselben durch Boten abgeholt werden, durch den Telegraphen befördert. Andererseits erhalten einige Zeitungen oder Private gegen volle Gebührenzahlung tägliche Wetterdepeschen, welche die Konstruktion der Wetterkarten ermöglichen, und ausserdem wird noch die Luftdruckkarte nach einer einfachen Methode telegraphisch an einige Institute und Private übermittelt.

Eine weitere und sehr wirksame Verbreitung finden die täglichen Wetterberichte durch öffentlichen Anschlag, und in dieser Beziehung sind die Hafentelegramme, welche täglich den Küstenorten im Interesse der Fischerei und der Küstenschiffahrt übermittelt werden, von der hervorragendsten Wichtigkeit. Schon im Jahre 1865 wurden tägliche telegraphische Wetterberichte für die preussischen Häfen eingerichtet, welche aus einer Tabelle ohne Text bestanden, aber in welchen die so überaus wichtigen Nachrichten von den britischen Inseln fehlten. Bei Einrichtung der Seewarte, im Jahre 1875, wurden diese zwar dem Wesen nach beibehalten, aber wesentlich modifiziert und erweitert und auf die ganze deutsche Küste ausgedehnt. Gegenwärtig übermittelt die Seewarte an 29 Häfen der deutschen Küste (abgesehen von Hamburg-Altona) tägliche Hafentelegramme, welche aus einem chiffrierten Teile und einem Texte bestehen, nämlich an: Memel, Pillau, Neufahrwasser, Stolpmünde, Rügenwaldermünde, Colbergermünde, Swinemünde, Stettin, Wolgast,

Digitized by Google

Stralsund, Warnemünde, Wustrow, Lübeck, Travemünde, Kiel, Flensburg, Arösund, Tönning, Glückstadt, Brunshausen, Cuxhaven, Wilhelmshaven, Geestemünde, Bremerhaven, Elsfleth, Brake, Leer, Emden, Keitum (Sylt). Der erste Teil der Depesche ist chiffriert nach dem Schema: BBBWW SHTTG, wobei TT die Temperatur in ganzen Graden bedeutet, während die übrigen Zeichen dieselbe Bedeutung haben, wie oben angegeben wurde.

Die erste Einführung der Wettertelegraphie ging hauptsächlich von dem Gedanken aus, dass man durch dieselbe in Stand gesetzt sei, die vom Sturme bedrohten Küstenstrecken vor der hereinbrechenden Gefahr zu warnen. Bekanntlich gab der denkwürdige Sturm vom 14. November 1854, welcher die alliierten Flotten auf dem Schwarzen Meere arg bedrängte, den Verlust des französischen Linienschiffes „Henri IV." herbeiführte und das Lager von Balaklawa zerstörte, Veranlassung zu einer eingehenden Untersuchung dieses Phänomens durch Leverrier, und diese Untersuchung hatte die Einführung der Wettertelegraphie, insbesondere im Interesse des seefahrenden Publikums in Frankreich zur Folge, welchem Beispiele bald darauf die übrigen Seefahrt treibenden Nationen folgten. Indessen waren die damaligen Grundlagen der Wettertelegraphie trotz der sanguinischen Erwartungen, denen man sich allgemein hingab, keineswegs der strengen Wissenschaftlichkeit entsprechend, indem die Regeln, welche damals für die Entwickelung und Fortpflanzung der Stürme als massgebend angenommen wurden, nur eine sehr beschränkte Gültigkeit hatten. Man ging von der hauptsächlich von Dove vertretenen Ansicht aus, dass die Stürme in der Richtung ihres Wehens sich fortpflanzten und dass das Nebeneinanderwehen eines Aequatorial- und Polarstromes das Hereinbrechen des letzteren in den ersteren befürchten liesse, und so glaubte man zuerst, dass es leicht wäre, einem Sturm, der an irgend einem Punkte Europas auftrete, durch den elektrischen Strom voranzueilen und die bedrohten Küstenstrecken rechtzeitig warnen zu können. Bei weiterer Entwickelung der Wettertelegraphie kam man zu der Einsicht, dass bei den Stürmen die Luftmassen einen Ort niedrigen Luftdruckes spiralförmig umkreisen und diese Luftwirbel in der Regel von West nach Ost fortschreiten. Diese Erkenntnis bildete zwar für die Sturmwarnungen sehr wichtige Anhaltspunkte, aber bei fortschreitender Erfahrung machten sich auch die vielen Unsicherheiten in der Anwendung derselben bemerkbar, und die Mannigfaltigkeit der Sturmphänomene und die sehr verwickelten Umgestaltungen derselben stellten die praktische Verwertbarkeit dieser Grundregel fast ganz in Frage. Nach und nach — in England geschah dieses nach Fitzroy's Tode bei Wiederaufnahme der Sturmwarnungen — verliess man den Optimismus, welcher früher allgemein Platz gegriffen hatte, und wandte sich der Ansicht zu, dass unsere Hilfsmittel bei dem Sturmwarnungsdienste zwar unzulänglich sind, dass aber trotzdem die Sturmwarnungen einen so eminent praktischen Wert haben, dass die einzelnen Institute es gewissermassen als ihre Pflicht ansehen müssen, alles für das Sturmwarnungswesen zu thun,

Digitized by Google

was nur irgendwie in ihren Kräften steht. Daher sind auch bei fast allen zivilisierten Nationen, welche Seefahrt treiben, Sturmwarnungen eingeführt, Einrichtungen, welche nach und nach bei der Küstenbevölkerung hohe Achtung sich erworben haben und unentbehrlich geworden sind.

Welches im Jahre 1873 die Ansichten über die Grundlagen und die Praktibilität des Sturmwarnungswesens und der Wettertelegraphie überhaupt waren, ist in dem an den Wiener Kongress erstatteten Bericht von der in Leipzig ernannten Kommission ausführlich dargelegt. Ich will hier nur bemerken, dass fast alle Urteile zu gunsten des Sturmwarnungswesens ausfielen.

Zur Ausübung des Sturmwarnungswesens, sowie zur Vermittelung von Witterungsmitteilungen sind an verschiedenen Stellen unserer Küste mehr oder weniger vollständig ausgerüstete Signalstellen eingerichtet worden. Diese zerfallen in zwei Klassen: die Signalstellen der ersten Klasse haben einen Signalmast mit Raae und einen vollen Signalapparat zum Signalisieren der Stürme in die Ferne, nämlich zwei Kegel, eine Kugel und zwei rote Flaggen, nach Bedürfnis auch eine rote Laterne als Nachtsignal (die Trommel als Signal für schwere Stürme ist in Wegfall gekommen). Die Signalstellen der zweiten Klasse sind nur mit einer einfachen Stange versehen, woran ein Ball aufgezogen wird, um dem Publikum anzudeuten, dass ein Warnungstelegramm von der Seewarte eingelaufen ist, dessen Wortlaut an der Signalstelle zu erfahren ist. Figur 118 veranschaulicht die Anordnung und Bedeutung der Signale. Vergleichend haben wir noch die in England und in den Vereinigten Staaten gebräuchlichen Signalsysteme beigefügt.

Das Sturmwarnungstelegramm, welches für beide Klassen der Signalstellen identisch ist, enthält ganz kurz die Motive der Warnung und die Anordnung des Signals und soll sofort nach Ankunft in besonders hierzu eingerichteten Kästen dem Publikum zugänglich gemacht werden. Es sei noch bemerkt, dass das aufgehisste Signal die zu erwartende Störung nicht speziell für den Ort selbst anzeigen, sondern besagen soll, dass in der Umgebung dieses Ortes in einem Umkreise von circa 100 Seemeilen (185 km) stürmische Winde oder Sturm aus der angegebenen Richtung zu erwarten ist, so dass also ein Fahrzeug, welches den Hafen verlassen würde, innerhalb dieses Raumes stürmische Winde wahrscheinlich antreffen wird.

Sämtliche Signalstellen sind mit einem Aneroidbarometer, einem Thermometer und zwei Regenmessern versehen. Ausser den regelmässigen Beobachtungen werden zur Zeit unruhiger Witterung, insbesondere nach erhaltener Warnung, in kurzen Zeitintervallen Aufzeichnungen gemacht, welches Material an der Seewarte gesammelt und weiter verwertet wird.

Das folgende Verzeichnis enthält diejenigen Signalstellen, welche am Anfang des Jahres 1889 thätig waren, wobei die Signalstellen zweiter Klasse mit einem Sternchen versehen sind:

Memel, Brüsterort, Pillau, Neufahrwasser, Hela*, Rixhöft, Leba*-Stolpmünde, Rügenwaldermünde, Colbergermünde, Swinemünde, Ah-

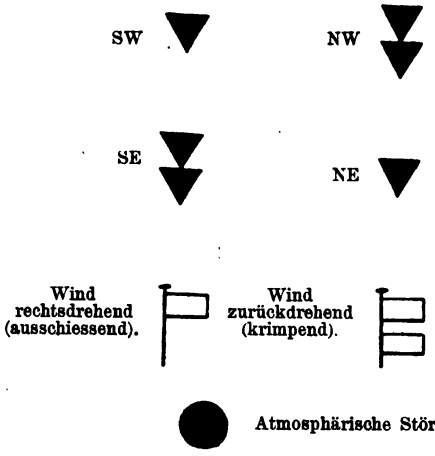
Digitized by Google

Fig. 118.

Tagessignale. **Nachtsignale.**

Sturm wahrscheinlich aus der Richtung:

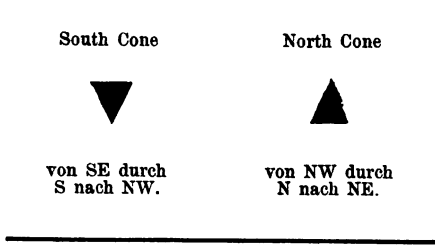
Deutsche Küste.

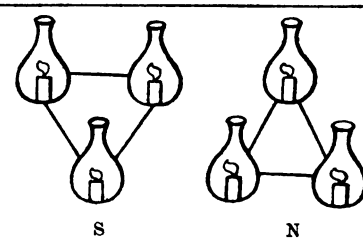


Ersetzt alle Tagessignale.

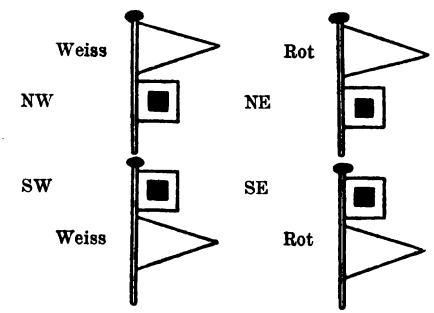
Atmosphärische Störung vorhanden. (Vorsicht!)

Britische Inseln.

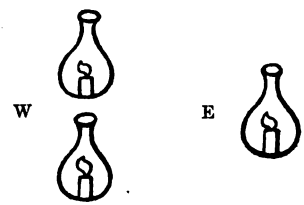




Vereinigte Staaten.



Quadratische Flagge rot mit schwarzem Quadrat.



Signal-Tafel.

Digitized by Google

beck*, Thiessow*, Arkona, Wittower Posthaus*, Stralsund, Greifswalder-Oie, Warnemünde, Wismar*, Travemünde, Marienleuchte, Schleimünde, Friedrichsort, Flensburg*, Aarösund, Keitum*, Tönning*, Altona, Glückstadt, Brunshausen*, Geestemünde, Brake*, Weserleuchtturm, Cuxhaven (Helgoland), Bremerhaven, Neuwerk, Nesserland-Emden, Wilhelmshaven, Wangerooge, Karolinensiel*, Norderney, Borkum, Schillighörn.

Orte ohne Signalapparat, welche Sturmwarnungen erhalten, sind: Stettin, Freiburg in Hannover, Fredrikkoog, Meyers-Legde, Helgoland, Burgstaken, Ort und Lübeck.

Ausser den direkt unter der Leitung der Seewarte stehenden Signalstellen ist noch eine erhebliche Anzahl Signalstellen thätig, welche von den Regierungen in Königsberg, Stettin und Schleswig, sowie von Privaten errichtet wurden und vollständig unterhalten werden. Diese sind:

Neukrug, Balga, Cranz, Rossitten, Nidden, Palmnicken, Schwarzort, Fischhausen*, Windenburg, Inse*, Wehrdamm*, Nest* (bei Grossmölln), Neuendorf, Coserow, Putziger Heisternest (auf Hela), Oxhöft, Sarkau*, Göhren (Rügen), Rostock, Labö*, Bülk, Ellerbeck*, Husum, Amrum, Ellenbogen (Sylt), Drochtersen*, Neuhaus* (a. d. Oste), Otterndorf*, Dorum*.

Die Wetterprognosen begannen am 1. September 1876, von welchem Tage an Witterungsaussichten für den folgenden bürgerlichen Tag am Fusse der täglichen Wetterkarten gegeben wurden, welche sich je nach Umständen auf das ganze Deutschland oder auf die nordwestlichen, östlichen oder südlichen Gebietsteile bezogen. Später wurde für jedes dieser drei Gebiete täglich je eine Prognose gegeben.

Eine Anleitung zur Aufstellung von Wetterprognosen habe ich in meinem Handbuch der ausübenden Witterungskunde gegeben, wie sie sich aus meinen Untersuchungen über typische Witterungserscheinungen ergeben und wie sie sich aus den vorstehenden Darlegungen S. 324—343 ergeben. Ich will mich hier darauf beschränken, einen ganz kurzen Auszug aus der grösseren von mir gegebenen Tabelle nach dem Referat Köppen's über meine Untersuchungen über typische Witterungserscheinungen[1]) wiederzugeben, wobei sich die Angaben auf den Zeitraum von 1876—1884 beziehen. (Siehe Figur 119 und 120 und Tabelle S. 380 und 381).

Die leer gelassenen Felder bedeuten, dass nichts Besonderes zu bemerken ist; ausser den Fällen, wo die Zahl der Beobachtungen für und wider ziemlich gleich war, sind auch jene weggelassen, wo der in Depressionsgebieten gewöhnliche Charakter der Trübung, Neigung zu Regenfällen und im Winter Wärme vorhanden, aber nicht sehr ausgeprägt war. Wir setzen:

---

[1]) Siehe Met. Zeitschr. 1886. S. 169.

Digitized by Google

ruh. (ruhig) — wo die Winde mit schwach bezeichnet und kein Sturm (um 8^h a. m.) in den neun Jahren beobachtet worden ist;
frisch, stark — wo die Winde als frisch resp. stark bezeichnet sind;
Sturm — wenn über 40% der betreffenden Beobachtungen stürmisch waren;
warm — wenn im Winter mindestens viermal, im Sommer mindestens zweimal öfter + als — Abweichung vorkam;
kalt — mindestens zweimal öfter — als + Abweichung;
zun. / abn. } wenn die Temperatur in den vorhergehenden 24 Stunden mindestens zweimal öfter zunehmend resp. abnehmend, als das Gegenteil war;
hei. (heiter), trock. (trocken) — mindestens anderthalbmal öfter als das Gegenteil;
bed. (bedeckt), R. (Regen) — mindestens dreimal öfter als das Gegenteil;

(NB. Regen und trocken beziehen sich auf die folgenden 24 Stunden, als „Regen" wurden die Fälle gerechnet, wo mindestens an zwei Stationen im Gebiet Regen vorkam oder an einer in grösserer Menge.)

G. (Gewitter) — wo in mindestens einem Drittel aller Fälle Gewitter in den folgenden 24 Stunden aus dem Gebiet (telegraphisch) gemeldet wurde;
kein G. — wo höchstens in einem Zehntel aller Fälle dieses statthatte.

Die Aufstellung ist getrennt für die drei Bezirke ausgeführt, in welche Deutschland für die tägliche Wetterprognose in den Wetterberichten der Seewarte geteilt ist, nämlich Nordwest-, Süd- und Ostdeutschland; als Grenze wird etwa die Linie Rügen-Eger-Eifel angenommen.

Da bei der am weitesten von uns entfernten Zugstrasse I Deutschland häufig mehr unter dem Einfluss eines Maximums als unter dem des betreffenden Minimums steht, so sind die Fälle in dieser Zugstrasse nach der Lage von jenem in drei Gruppen gesondert; die erste derselben, Maximum in Südosteuropa, entspricht im Winter dem häufigsten Fall, fehlt dagegen im Sommer; gewöhnlich ist dieses Maximum in Südosteuropa eine Fortsetzung des kontinentalen asiatischen Maximums nach West hin; in der zweiten Gruppe, wo das Maximum über Spanien, Südfrankreich und den Alpen liegt, ist dasselbe gewöhnlich eine Ausbreitung desjenigen von den Azoren; in der dritten Gruppe verläuft die Linie höchsten Luftdrucks über Deutschland und Frankreich selbst.

Als wichtigste Resultate scheinen uns aus diesen Tabellen die folgenden hervorzugehen.

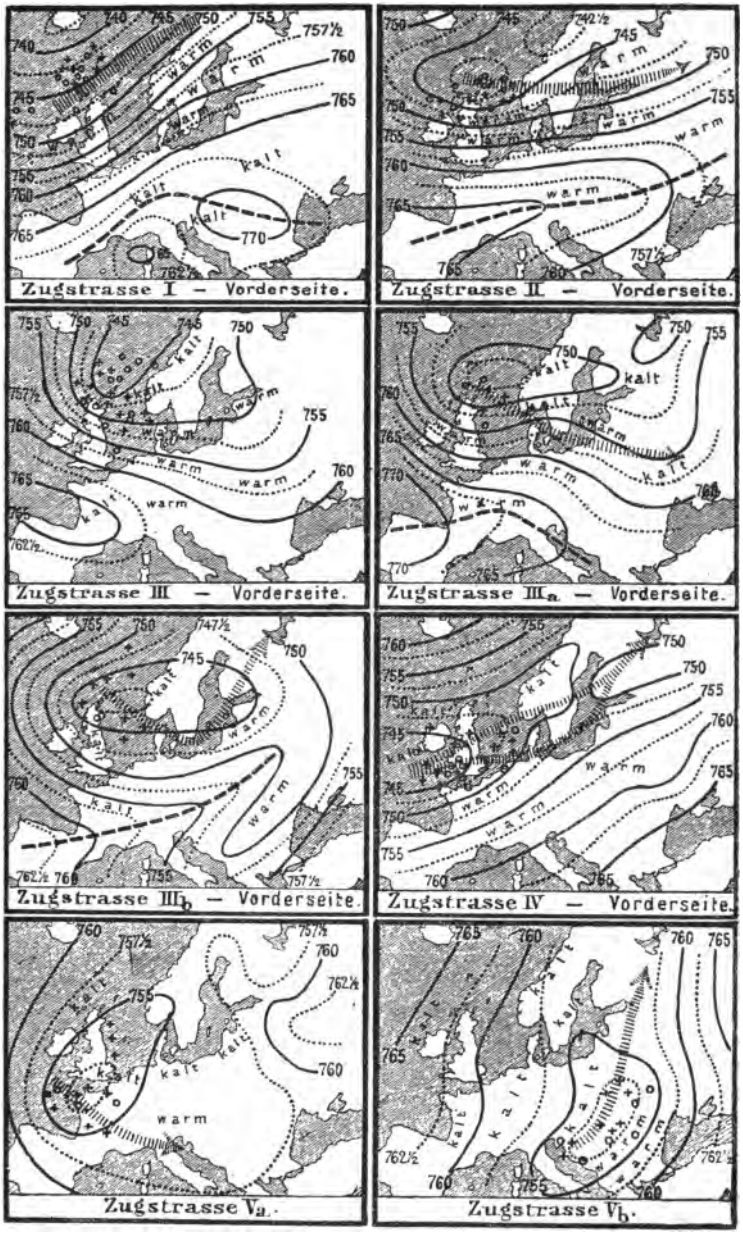
Die Windstärke ist am grössten beim Vorübergang der Minima auf den Zugstrassen II und III, in zweiter Linie auf der Zugstrasse IV und in den Fällen von I, wenn der höchste Luftdruck in Süd- und Südwest-Europa liegt; im Osten Deutschlands verspäten sich naturgemäss die Erscheinungen etwas. Dagegen ist, wenn ein Mi-

Digitized by Google

Fig. 119.

Oktober bis März.

Mittlere Verteilung des Luftdruckes und der Temperatur bei dem Erscheinen der Depressionen auf den einzelnen Zugstrassen, und Zugstrassen der Depressionen für den Zeitraum 1876—1880.

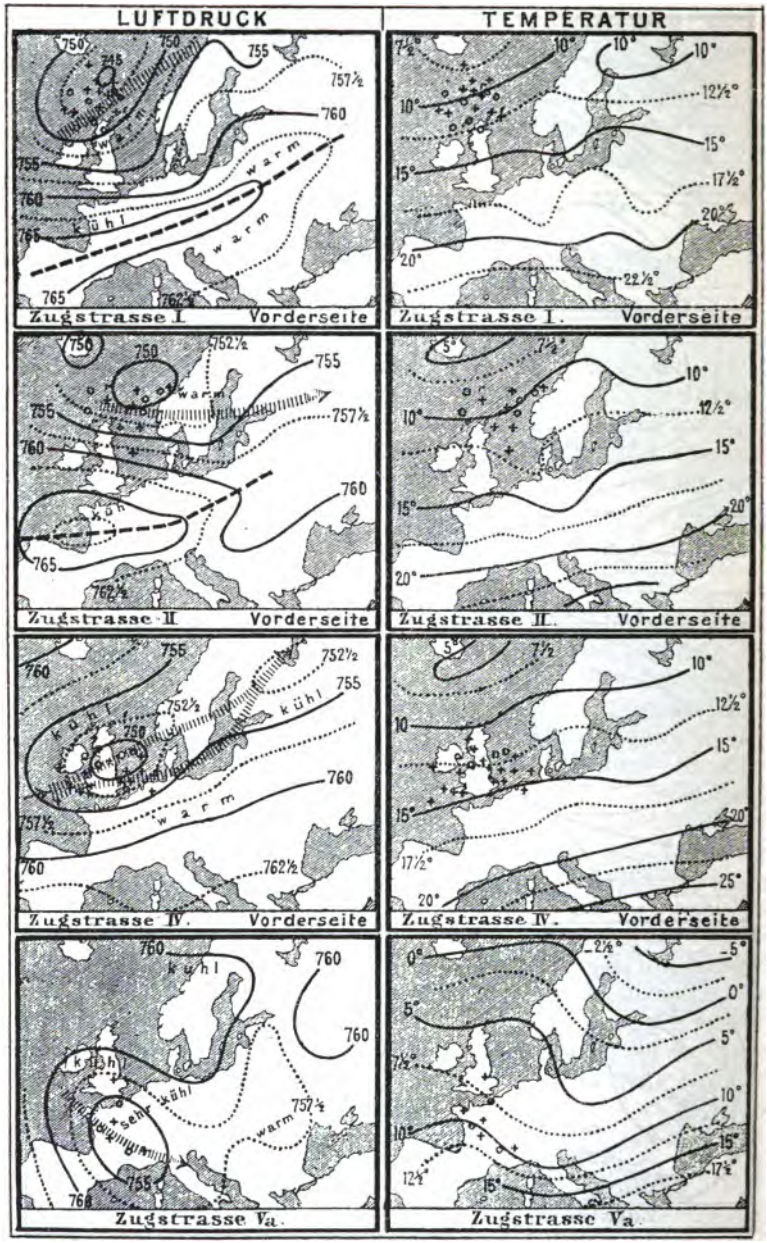


Digitized by Google

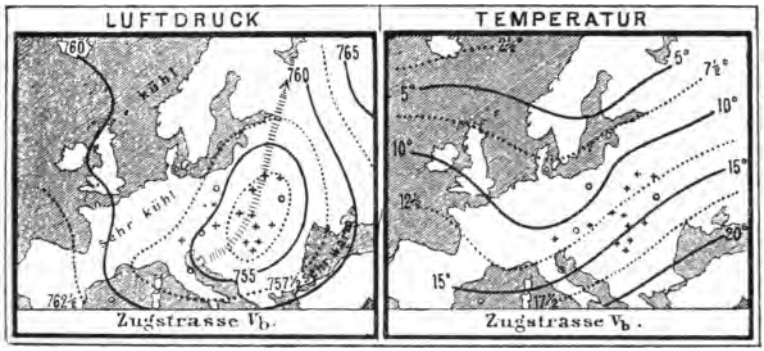
Fig. 120.

April bis September.

Mittlere Verteilung des Luftdruckes und der Temperaturabweichung bei dem Erscheinen der Depressionen auf den einzelnen Zugstrassen, und Zugstrassen der Depressionen für den Zeitraum 1876—1880.



Digitized by Google



nimum auf der Zugstrasse V (a und b) fortschreitet, oder auch auf der Zugstrasse I, Fall c, wenn das Maximum im Südosten oder in Zentraleuropa selbst liegt, der Charakter der Witterung beim Herannahen und selbst beim Vorübergange des ersteren fast stets ruhig.

In Bezug auf die Temperatur zeigen sich auffallend wenig entschiedene Züge. Wie zu erwarten war, verhalten sich Winter und Sommer darin sehr verschieden, nur die von Süden heraufkommenden Minima der Zugstrasse Vb bringen in beiden Jahreszeiten auf ihrer Vorderseite und beim Vorübergange Abkühlung, die unter die normale hinabgeht, mit sich. Die als normal angenommene Abkühlung auf der Rückseite findet sich hier nur bei den Zugstrassen II, III und IV ausgesprochen, im Winter bei II und IV übrigens nicht in Ostdeutschland, welches im Gegenteil warm bleibt. Die Zunahme der Temperatur bis zum Vorübergange des Minimums zeigt sich nur im Winter bei den Zugstrassen II, IIIb und IV, bei letzterer erst spät.

Besser charakterisiert sind die Vorgänge in den Hydrometeoren, dem eigentlichen „Wetter". Im Winter ist die Zugstrasse I von trockenem, wenn auch grossenteils bedecktem Wetter in Deutschland begleitet, die Zugstrassen Va und Vb im Nordwesten von heiterem Wetter, letztere gleichzeitig im Süden und Osten von Regen; dagegen sind die Zugstrassen II, III und IV vorwiegend von Regen und Schneefällen begleitet. Im Sommer verhalten sich die Sachen ähnlich, nur ist das Wetter bei I und Va sogar vorwaltend heiter, während besonders die Zugstrasse IV viele Gewitter hervorruft. Ausbuchtungen („Gewittersäcke") auf der Südost- und Südseite von Depressionen, die auf dieser Zugstrasse sich bewegen, sind die typischen Gewitterbringer für Deutschland, wie auch für Frankreich, Belgien etc.; in bedeutend geringerem Grade ist dieses auch bei der Zugstrasse II der Fall; dass die Depressionen der Zugstrasse Va Deutschland fast nie Gewitter bringen, darf schon darum nicht wundern, weil diese Zugstrasse in den eigentlichen Sommermonaten nicht betreten wird.

Die Prüfung der Sturmwarnungen und Wetterprognosen oder Ableitung bestimmter Zahlenwerte, welche einen Ausdruck für die Erfolge oder Misserfolge der Sturmwarnungen und der Wetterprognosen

Digitized by Google

A. Kältere Jahreszeit, Oktober bis März (siehe Fig. 119).

Zugstrasse	Bezirk v. Deutschland	Wind			Temperatur			Wetter		
		Vorderseite	Vorübergang	Rückseite	Vorderseite	Vorübergang	Rückseite	Vorderseite	Vorübergang	Rückseite
I. (Faröer-Lofoden) a. Maximum in Südosteuropa	NW	ruh.	—	—	warm	warm zun.	—	—	hei.	—
	S	ruh.	ruh.	ruh.	—	zun.	—	—	—	—
	E	ruh.	ruh.	—	—	warm	zun.	—	—	—
I. (Faröer-Lofoden) b. Maximum in Südwesteuropa	NW	stark	stark	stark	warm zun.	warm	warm abn.	—	—	—
	S	ruh.	—	—	—	zun.	—	—	—	—
	E	ruh.	—	ruh.	—	warm zun.	warm	—	bed.	—
I. (Faröer-Lofoden) c. Maximum in Zentraleuropa	NW	ruh.	ruh.	—	abn.	—	warm zun.	trock.	—	bed. trock.
	S	ruh.	ruh.	ruh.	abn.	abn.	—	trock.	trock.	bed. trock.
	E	—	ruh.	—	—	abn.	warm	trock.	trock.	bed. trock.
II. (Faröer-Finn. B.)	NW	stark	Sturm	stark	zun.	warm zun.	abn.	bed. R.	R.	hei.
	S	stark	stark	—	zun.	—	—	bed.	R.	—
	E	—	stark	stark	—	warm zun.	warm	R.	bed. R.	R.
III a. (Faröer-Dänemark-Littauen)	NW	—	stark	ruh.	abn.	warm zun.	abn.	R.	R.	—
	S	—	Sturm	stark	warm	warm	abn.	bed. R.	bed. R.	bed. R.
	E	—	—	—	abn.	abn.	abn.	bed. R.	bed. R.	R.
III b. (Faröer-Dänemark-Finnland)	NW	—	Sturm	—	zun.	—	kalt abn.	R.	bed. R.	R.
	S	—	Sturm	—	zun.	zun.	—	R.	bed. R.	R.
	E	—	—	—	—	warm zun.	abn.	R.	R.	R.
IV. (Kanal-Finn. B.)	NW	ruh.	stark	ruh.	—	zun.	—	R.	R.	—
	S	ruh.	—	—	—	warm zun.	abn.	R.	R.	R.
	E	—	—	stark	—	zun.	warm	R.	bed. R.	bed. R.

Digitized by Google

Va. (Kanal-Italien)	NW	ruh.	—	Nicht untersucht	abn.	kalt	Nicht untersucht	—	hei.	Nicht untersucht
	S	ruh.	—		—	abn.		—	—	
	E	ruh.	ruh.		abn.	abn.		—	bed.	
Vb. (Adria-Finn. B.)	NW	ruh.	ruh.		kalt	kalt abn.		hei.	hei.	
	S	ruh.	ruh.		kalt abn.	kalt abn.		bed. R.	R.	
	E	ruh.	—		abn.	—		R.	bed. R.	

B. Wärmere Jahreszeit, April bis September (siehe Fig. 120).

I. (Faröer-Lofoden) b. Maximum in Südwesteuropa	NW	—	—	ruh.	—	—	kühl	hei. G.	G.	hei. trock.
	S	ruh.	ruh.	ruh.	—	—	—	hei.	hei.	hei. G.
	E	ruh.	—	ruh.	warm	warm	—	—	hei. kein G.	hei. trock.
I. (Faröer-Lofoden) c. Maximum in Zentraleuropa	NW	ruh.	ruh.	ruh.	—	zun.	—	hei. trock.	hei. trock.	hei. G.
	S	ruh.	ruh.	ruh.	—	zun.	—	hei. trock.	hei. trock.	hei. trock.
	E	ruh.	ruh.	—	—	—	warm	hei. trock.	hei. trock.	hei. trock.
II. (Faröer-Finn. B.)	NW	—	frisch	—	kühl	—	kühl	R. G.	—	hei.
	S	ruh.	—	ruh.	kühl	kühl	kühl	—	—	G.
	E	ruh.	ruh.	—	abn.	—	kühl abn.	G.	hei.	—
IV. (Kanal-Finn. B.)	NW	—	stark	—	zun.	kühl abn.	kühl	R. G.	R.	R. kein G.
	S	—	frisch	ruh.	—	abn.	kühl abn.	R. G.	R. G.	R.
	E	ruh.	frisch	—	—	—	abn.	hei. R. G.	R. G.	—
Va. (Kanal-Mittelmeer)	NW	ruh.	ruh.	Nicht untersucht	kühl zun.	kühl	Nicht untersucht	hei. kein G.	heit. trock. kein G.	Nicht untersucht
	S	ruh.	ruh.		zun.	kühl		kein G.	—	
	E	ruh.	ruh.		kühl zun.	—		hei. kein G.	—	
Vb. (Adria-Finn. B.)	NW	ruh.	ruh.		kühl	kühl		hei.	hei. kein G.	
	S	ruh.	—		kühl abn.	kühl		R. G.	R.	
	E	ruh.	—		kühl	kühl abn.		—	—	

Digitized by Google

geben sollen, ist mit nicht geringen Schwierigkeiten verknüpft, indem einerseits die persönlichen Auffassungen das richtige Urteil beeinträchtigen und andererseits die Wahrscheinlichkeit des zufälligen Eintreffens nicht vernachlässigt werden darf.

Seit Beginn wurden an der Seewarte die einzelnen Sturmwarnungen stets mit den nachfolgenden Thatbeständen verglichen und je nach dem vollständigen oder teilweisen Gelingen oder dem völligen Misserfolge für jede Signalstelle Zahlenwerte gewonnen, welche wenigstens einige Anhaltspunkte für die Brauchbarkeit der Warnungen geben können. Diese Zahlenwerte sind allerdings abhängig von den individuellen Urteilen der einzelnen Signalisten, und in der That weichen diese Urteile ausserordentlich voneinander ab, indessen gleichen sich dieselben im Mittel mehr oder weniger aus.

In dem Zeitraume von 1877—1889 wurden im ganzen nahezu 20000 Anordnungen zum Hissen von Signalen gegeben. Prüfen wir diese Fälle nach der eben angegebenen Weise, so ergibt sich als Mittelwert 55% Treffer. Diese Trefferzahl erscheint gering und eben über dem zufälligen Eintreffen zu liegen, wenn wir nicht berücksichtigen, dass das zufällige Eintreffen nicht gerade 50 Trefferprozenten entspricht. Die Trefferprozente für den Zufall liegen im allgemeinen zwischen ausserordentlich weiten Grenzen und sind räumlich und zeitlich grossen Schwankungen unterworfen. Berechnen wir aus den zehnjährigen Beobachtungen die Wahrscheinlichkeit des Eintritts stürmischer Winde, also von der Stärke 8 der Beaufortschen Skala und darüber, so ergibt sich für Neufahrwasser 7, Swinemünde 8, Hamburg 9, Borkum, Wilhelmshaven, Keitum und Memel 10, Kiel und Wustrow 11%, wobei allerdings die verschiedene Aufstellung der Anemometer, deren Aufzeichnungen bei der Zählung der stürmischen Winde benutzt wurden, zu berücksichtigen ist. Wir können für die ganze Küste rund 10% annehmen, und so würden also für die Sturmwarnungen 45 Trefferprozente folgen, welche über dem zufälligen Eintreffen liegen. Andererseits ist die Wahrscheinlichkeit, dass für irgend einen Küstenstrich eine Sturmwarnung erlassen wird, 13%.

Nach einer anderen Methode wurde der Gesamtcharakter jeder einzelnen Warnung beurteilt und durch die Zahlen 1, 2, 3, 4, 5 qualifiziert, so zwar, dass 1 vollständig gelungen und 5 völlig verfehlt bedeuten. Hiernach ergab sich für den zehnjährigen Zeitraum 1879—1888 als durchschnittliches Ergebnis für die Nordsee 2,3, für die westliche Ostsee 2,1 und für die östliche Ostsee 2,1, während der Durchschnitt 2,2 betrug.

Bei der Prüfung der Sturmwarnungen musste ausser acht gelassen werden, dass Winde, welche an den Signalstellen die Stärke 6—7 der Beaufort'schen Skala erreichten, in welchen Fällen die Warnung als verfehlt oder doch nur als teilweise gelungen betrachtet wurde, nicht berücksichtigt werden konnten. Andererseits wurde bei der Prüfung der Sturmwarnungen auf die Erklärung in der Instruktion für die Signalstellen, dass eine Warnung als gelungen zu betrachten sei, wenn innerhalb eines Raumes von 100 Seemeilen

Digitized by Google

(185 km) Halbmesser vom gewarnten Orte Sturm eintrete, nicht geachtet. Der erstere Umstand kann naturgemäss nicht in Betracht gezogen werden, dagegen kann der letztere gewissermassen berücksichtigt werden. Ich habe diese Rechnung für das Jahr 1888 durchgeführt und fand für die Nordsee 74, für die westliche Ostsee 82, für die östliche Ostsee 78 und für die ganze Küste 79% Treffer, ein Resultat, welches mit den Ergebnissen der Wetterprognosen ganz gut übereinstimmt. Indessen bleibt hier zu erwähnen, dass verspätete Warnungen für irgend eine Signalstelle, welche 7% aller Fälle ausmachen, einfach als misslungen betrachtet wurden ohne Rücksicht auf die Umgebung. Ziehen wir für diese Fälle etwa 4% ab, so können wir als Ergebnis 75% Treffer annehmen. Da nun aber die Wahrscheinlichkeit des Eintritts stürmischer Winde etwa 10% ist, so ergibt sich als Endresultat für die Güte der Sturmwarnungen 65 Trefferprozente, welche über dem Zufall liegen.

Immerhin sind die eben besprochenen Prüfungen der Sturmwarnungen schwierig und unvollkommen. Jedenfalls der beste Ausdruck für den Wert oder Unwert der Sturmwarnungen in Bezug auf ihre Wirksamkeit und Brauchbarkeit ist das Gesamturteil der Küstenbevölkerung, welche dabei in hohem Grade interessiert ist. Schon im Jahre 1882, bei Einrichtung des Nachtdienstes, wurde eine Reihe von Gutachten von Lootsenkommandeuren, Hafenmeistern, Vorständen von Signalstellen und überhaupt von solchen Personen, von denen man ein durch Erfahrung begründetes, zuverlässiges Urteil erwarten konnte, über die Wirksamkeit des Sturmwarnungswesens an unserer Küste eingeholt. Fast alle sprachen sich über dieses System durchaus günstig aus.

Im Jahre 1888 wurde dieses Verfahren wiederholt, und die 82 Gutachten, welche von den verschiedensten Teilen unserer Küste einliefen, äussern sich fast ausnahmslos dahin, dass die bestehenden Einrichtungen des Sturmwarnungswesens die Küstenbevölkerung befriedigen und geeignet sind, viele Schäden und vieles Unglück von unserer Küste fernzuhalten, wie es auch durch verschiedene thatsächliche Fälle nachgewiesen wurde.

Ein weiteres indirektes, aber nicht minder wichtiges Zeugnis für die Brauchbarkeit unseres Warnungswesens ist die Thatsache, dass in den verschiedenen Küstengebieten von den Provinzialregierungen, sowie von Privaten Signalstellen auf eigene Kosten errichtet und unterhalten werden, deren Anzahl in stetigem Wachsen begriffen ist.

Kann der Fortschritt in den Erfolgen des Sturmwarnungswesens naturgemäss auch nur ein sehr allmählicher sein, so sind doch die Ziele, welchen zugestrebt wird, sehr bedeutende und die bereits erzielten Erfolge nicht zu unterschätzen, und daher erscheint ein beharrliches Weiterarbeiten zunächst auf dem einmal betretenen Wege durchaus geboten. —

Nicht minder schwierig ist die Prüfung der Wetterprognosen, welche hauptsächlich im Interesse des Binnenlandes gegeben werden. Zunächst galt es, eine genaue Begriffsbestimmung der in den Prognosen

Digitized by Google

angewandten Ausdrücke, dann die Verteilung der einzelnen Elemente in ziemlich gleich stark vertretenen Gruppen und endlich eine Prüfungsmethode, welche jede Willkür möglichst ausschliesst, zu schaffen. Eine Erklärung der in den Prognosen gebrauchten Ausdrücke wurde bereits im Jahre 1878 gegeben[1]). Um jede Willkür zu vermeiden, wurde die Prüfung der Prognosen an die Terminbeobachtungen 8^h a. m. und 2^h p. m. angelehnt, so dass diese direkt mit der Prognose des vorhergehenden Tages verglichen wurden[2]). Diese Prüfung wurde für Hamburg, Neufahrwasser und München als die Repräsentanten des nordwestlichen, östlichen und südlichen Deutschlands in Bezug auf Temperaturabweichung, Temperaturänderung, Bewölkung, Regen, Windrichtung und Windstärke durchgeführt und ergab unter Berücksichtigung des zufälligen Eintreffens folgendes Resultat (die Zahlen bedeuten Trefferprozente, welche über dem blossen Zufall liegen[3]):

		1886 %	1887 %	1888 %
1. Temperatur, Bewölkung und Niederschlag	Hamburg	14	19	16
	Neufahrwasser	14	16	14
	München	14	17	16
2. Windstärke	Hamburg	—	11	9
	Neufahrwasser	—	10	7
	München	—	3	10
3. Windrichtung	Hamburg	—	20	23
	Neufahrwasser	—	18	21
	München	—	10	14

[1]) Vergl. Annalen der Hydrogr. u. mar. Met. 1878. S. 220.
[2]) Vergl. van Bebber: Ausüb. Witterungskunde. II. S. 404.
[3]) Siehe Beihefte zu den Monatsberichten 1887 und 1888.

Digitized by Google

XII. Namen- und Sachverzeichnis.

A.

Abercromby und Hildebrandsson, Einteilung der Wolken 180.
— Wetter in Cyklonen 292.
Absorption der Wärme durch die Atmosphäre 20.
Aequinoktien und Stürme 146.
Aitken, Tau-Reifbildung 170.
Aktinometer 17.
Ammoniakgehalt der Luft 8.
Anemometer 121.
Aneroid-Barometer 81.
Anticyklonen, siehe auch Maxima.
— Verteilung der meteorologischen Elemente 292.
Aristoteles, Einteilung der Meteorologie 1.
Assmann, Regenmesser 192.
Atmometer 104.
Atmosphäre, Bestandteile 6.
— örtliche Beimengungen und Verunreinigungen 9.
— physikalische Eigenschaften 10.
— Höhe 11.
— Gleichgewicht 161.
Aubin, Kohlensäure in der Atmosphäre 8.
August, Psychrometer 111.
Augustin, tägliche Periode des Luftdruckes, Erklärung 92.
— jährliche Periode der Windrichtung 151.

B.

Barometer (siehe auch Luftdruck), verschiedene Arten 78.
— registrierendes 82.
— Eigenschaften eines richtigen Barometers 82.
Barometerstand, Reduktionen auf 0° C., Schwere und Meeresniveau 85.
Barometrische Maxima, siehe auch Anticyklonen.
— Luftbewegung in denselben 158.
— Verhalten 276.
Barometrische Minima, siehe auch Cyklonen.
— Luftbewegung in denselben 158. 291.
— Verhalten derselben 281.
Beaufort, Windstärke-Skala 125.
van Bebber, Regenverhältnisse Deutschlands 218.
— Cyklonen 288.
— Verteilung der meteorologischen Elemente in Cyklonen und Anticyklonen 298.
— geographische Verteilung, Tiefe und Aenderung der Minima 302.
— Zugstrassen der Minima 310.
— Wettertypen 324.
Berghaus, Schneegrenze 202.
Berthold, Lufttemperatur und Schneefall 205.
Bessel'sche Formel 27.
Bewölkung, Grösse 182.
— tägliche und jährliche Periode 184.
v. Bezold, Wetterleuchten 242.
— Blitzgefahr 246.
— doppeltes Maximum der Gewitterhäufigkeit 260.
Blanford, tägliche Periode des Luftdruckes, Erklärung 91.
— Einfluss der Gebirge auf Niederschläge 200.
Blitz 241.
Blitzableiter 247.
Blitzschläge, Blitzgefahr 245.

Digitized by Google

Brockengespenst 264.
Broun, obere Luftströmungen 155. 157.
Böe 355.
Bora 166.
Börnstein, Nipher'scher Trichter 195.
Boussingault, Wasserstoffgehalt der Luft 9.
v. Buch, Windrosen 273.
Buchan, Isobarenkarten 93.
Buran 168.
Buys-Ballot's Gesetz 130.
— — für obere Luftströmungen nicht anwendbar 157.
— — Stellung zu Dove 281.

C.

Campbel, Sunshire recorder 188.
Crova, über Wärmestrahlung 21.
Cyklonen, siehe auch barometrische Minima.
Cyklonen 284.
— Gestalt und Ausdehnung 287.
— Umfang 289.
— Höhe 290.
— Luftbewegung 291.
— Verteilung der meteorologischen Elemente 292.
— Witterungsvorgänge beim Vorübergang 300.

D.

Dämmerungserscheinungen 266.
Dechevrens, Inklination des Windes 159.
Dellmann, Luftelektrizität 239.
Denzler, Schneegrenze in den Alpen 203.
Doberck, Taifune 353.
Donner 244.
Dove 1. 2.
— Temperaturabweichungen 39.
— mittlere Temperatur der Breitenkreise 61.
— Druck der trockenen Luft 108.
— Föhnwind 164.
— Windrosen 271.
— Theorien 281.

E.

Ebermayer, Kohlensäure in der Atmosphäre 7.
— Wald und Verdunstung 107.
Ekholm, obere Luftströmungen 154. 156.
— vertikale Luftströmungen 160.
Ekholm und Hageström, Höhe der Wolken 181.
Elektrische Erscheinungen 237.
Elmsfeuer, St. 242.
Erk, Maximalzone des Niederschlags 201.
Eser, Verdunstungsvermögen des Erdbodens 105
Espy, tägliche Periode der Windstärke 134.
— Föhnwind 164.

F.

Fallwinde 163.
Farbe, blaue, des Himmels 271.
Fechner'sche Formel 102.
Felberg, unperiodische Schwankungen des Luftdruckes 98.
Ferrari, Einfluss der Apenninen auf Niederschläge 201.
— Verhalten meteorologischer Elemente beim Gewitter 249.
— Ausbreitung und Form der Gewitter 251.
Ferrel, Verteilung des Luftdruckes über die Erde 93.
— Winddruck und Windgeschwindigkeit 122.
— Cyklonentheorie 284.
Feuchtigkeit der Luft, Bestimmung 108.
— absolute und relative 108.
— Sättigungsdefizit 111. 114. 117.
— tägliche Periode 112.
— jährliche Periode 114.
Fischer, Scirocco 167.
— Aequatorialgrenze des Schneefalls 205.
— Regenfall im Mittelmeergebiet 216.
Fitzroy, System der Wettertelegraphie 362.
Föhnwind 163.
Fournet, Tag- und Nachtwinde 141.
Frankland und Hart, Mikroben in der Luft 10.
Franklin, Blitzableiter 247.
Freudenreich, Mikroben in der Luft 10.
Fritz, geographische Verteilung der Gewitter 261.

G.

Gestirne, Einfluss auf das Wetter 5.
Gewitter, Entstehung und begleitende Erscheinungen 240.
— Ausbreitung und Form 251.
— Fortpflanzung 256.
— tägliche und jährliche Periode 257.
— geographische Verteilung 261.
Glaisher, Ballonfahrten 52. 53. 54.

Digitized by Google

Gletscher 205.
Glorienschein 264.
Graupeln 234.
Gutwasser und Freyberg, Blitzgefahr 246.

H.

Hagel 234.
Hagen'sche Formel für Windgeschwindigkeit und Winddruck 122.
Hagström, obere Luftströmungen 154. 156.
— vertikale Luftströmungen 160.
Hagström und Ekholm, Höhe der Wolken 181.
Hann, Zusammensetzung der Atmosphäre in verschiedenen Höhen 6.
— Wärmestrahlung 19.
— Temperaturabweichungen 39.
— Grösse der Temperaturschwankungen 44.
— Temperaturabnahme mit d. Höhe 53.
— anomale vertikale Temperaturverteilung 55.
— Verteilung des Luftdruckes über Europa 96.
— Abweichungen des Luftdruckes von den Normalwerten und Temperaturabweichungen 99.
— Veränderlichkeit der Luftdruckmittel 101.
— Erklärung der Land- und Seewinde 141.
— Erklärung der Tag- und Nachtwinde 142.
— jährliche Periode der Windrichtung 147.
— Wärmeänderung in aufsteigenden Luftströmungen 161.
— Föhnwinde 163.
— Niederschlagsmessung 191.
— Veränderlichkeit der Niederschläge 226. 229.
— Gewitterhöhe 241.
— barometrische Maxima 276.
Harmattan 168.
Hellmann, Niederschlagsverteilung 206.
— Niederschlagsgebiete Norddeutschlands 208.
— Veränderlichkeit der Niederschläge 226.
— Blitzgefahr 245.
— Wintergewitter 256.
Helmholz, Föhnwind 165.
— Nebelbildung 174.
Hildebrandsson, obere Luftströmungen 158.
— Verteilung der meteorologischen Elemente um Cyklonen und Anticyklonen 292.
Hildebrandsson und Abercromby, Einteilung der Wolkenformen 180.
Hildebrandsson und Mohn, Wetterleuchten 242.
— Wintergewitter 259.
Hjelström, tägliche Periode der Windstärke und Bewölkung 137.
Höfe um Sonne und Mond 263.
Hoffmeyer, Wintertypen 317.
Höhenmessung durch das Barometer, Formel 86.
Horn, räumliche gleichzeitige Verteilung der Niederschläge 231.
Hottinger, registrierender Regenmesser 192.
Howard, Wolkenformen 177.
Humboldt, Alex. 1.
Hygrometer nach Koppe 109.
— Kondensations- nach Regnault 110.

I.

Isonephen 184.

J.

Johnson, Regenmenge und Abflussmenge der Erde 210.
Jolly, Zusammensetzung der Atmosphäre 6.
Junghuhn, Maximalzone des Niederschlages 201.

K.

Kämtz, Gewitterhöhe 241.
Kammermann, feuchtes Thermometer und Nachtfrost 173.
Kerner, Schneegrenze am Innthal 203.
Kiersnowski, jährliche Periode der Windstärke 143.
Kiessling, Dämmerungserscheinungen 266.
Klima, Erklärung 4.
Koch, Polarlichtbeobachtungen 269.
Kohlensäure in der Atmosphäre 6.
Köppen, über Stundenkombinationen 34.
— unperiodische Schwankungen des Luftdruckes 98.
— tägliche Periode der Windstärke 134.
— Taupunkt und nächtliches Minimum 173.
— Regenstunden an einem Regentag 225.

Digitized by Google

Köppen, Windrosen 274.
— Zugstrassen der Minima 310.
Koppe, Hygrometer 110.
Krankenhagen, Verteilung der meteorologischen Elemente in Cyklonen und Anticyklonen 293.
Kremser, interdiurne Temperaturänderungen 40. 49.
— Veränderlichkeit der Niederschläge 226.
Krümmel, Meerestemperaturen 65.

L.

Lambert, Windrosen 273.
Lambert'sche Formel für mittlere Windrichtung 138.
Lang, Nachtfrost 172.
— Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Gewitter 257.
Langley, über Wärmestrahlung 20.
Leste 167.
Leveche 167.
Leverrier, System der Wettertelegraphie 361.
Levy, Ammoniakgehalt der Luft 8.
Ley, Cl., obere Luftströmungen 158.
— Gewitterwolken 179.
Liznar, tägliche Periode der Bewölkung 185.
Loomis, barometrische Maxima 280.
— barometrische Minima 286. 289.
— Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Minima 307.
— Zugstrassen der Minima 308.
Lowitz, Petersburger Phänomen 264.
Luftdruck, siehe auch Barometer 78.
— tägliche Periode 88.
— jährliche Periode 92.
— geographische Verteilung, siehe auch Tafel III und IV (Januar- und Juli-Isobaren) 93.
— Verteilung über Europa 96.
— unperiodische Schwankungen 98.
— Abweichung von den Normalwerten und Temperaturabweichungen 99.
— Veränderlichkeit 101.
— und Wind 125.
Luftelektrizität 237.
Luftfeuchtigkeit, siehe Feuchtigkeit der Luft.
Luftspiegelung 265.
Luftströme, auf- und absteigende, Verhalten 51.
— Wärmeänderung bei auf- und absteigenden 161.
Luftströmungen (siehe auch Wind), vertikale 159.

M.

Mantel, räumliche gleichzeitige Verteilung der Niederschläge 230.
Maury, Land- und Seewinde 140.
Maxima, barometrische, Verhalten derselben 276.
Meech, über Wärmestrahlung 20.
Meeresströmungen 64.
Melanderhjelm, Höhe der Atmosphäre 11.
Mendeleef, Temperatur an der Grenze der Atmosphäre 52.
Meteorologie, Bedeutung nach Aristoteles 1.
— Aufgabe derselben, synoptische Methode 2.
— praktische 359.
Meteorologische Elemente, Erklärung 3.
Meyer, H., Sättigungsdefizit 111. 117.
— Gewitterhäufigkeit 260.
Minima, barometrische, siehe auch Cyklonen.
— Verhalten derselben 284.
— geographische Verteilung 302.
— Tiefe 303.
— Aenderungen der Tiefe 305.
— Fortpflanzung 306.
— Zugstrassen 308.
— über Nord- und Nordwesteuropa, Bedeutung für unser Wetter 317.
— anomale Bahnen 340.
Miquel, Mikroben in der Luft 10.
Mistral 166.
Mittelwerte in der Meteorologie 1.
Mohn, Stundenkombinationen 36.
— Stormatlas 284. 287.
Mohn und Hildebrandsson, Wetterleuchten 242.
— — Wintergewitter 259.
Mond und Gewitter 247.
Münz, Kohlensäure in der Atmosphäre 8.
Murray, Regenmenge und Abfluss der Erde 209.

N.

Nachtfrost 173.
Nebel, Bildung 174.
— tägliche und jährliche Periode 175.
Nebelregenbogen 263.
Nebensonnen, Nebenmonde 264.
Neumayer, Nordwinde in Australien 167.
— Luftelektrizität 239.
Niederschläge, siehe auch Regen.
— Ursachen derselben 169.
— Messung 190.
— Einfluss der Gebirge 196.
— Verteilung 206.
— zu allen Jahreszeiten 217.
— in Polargegenden 223.

Digitized by Google

Niederschläge, Veränderlichkeit der Menge 225.
— Veränderlichkeit der Häufigkeit 229.
— räumliche gleichzeitige Verteilung 229.
Nipher'scher Trichter 195.
Northers 168.

O.

Oberbeck, Blitzgefahr 246.
Obermayer, Elmsfeuer 243.
Optische Erscheinungen 263.
Orkane, tropische 346.
Ozongehalt der Luft 9.

P.

Peltier, Elektrometer 237.
Phillipps, Maximalzone des Niederschlags 201.
Piche, Atmometer 105.
Polarbande 179.
Polarlicht 267.
Prestel, Stellung zu Dove 281.
Psychrometer nach August 111.
— registrierendes nach Richard 16. 111.

Q.

Quetelet, Richtung der Cirruswolken 157.

R.

Ramsay und Young, Dampfspannung bei Eis und Wasser 171.
Recknagel, Dicke des Blitzableiters 248.
Reclus, Regenmenge und Abflussmenge der Erde 210.
Regen, siehe auch Niederschläge.
— tropische und subtropische 211.
Regenbogen 263.
Regenkarte der Erde 207.
Regenmenge und Abflussmenge der Erde 209.
Regenmesser 190.
— Aufstellung, Nipher'scher Trichter 194.
Regenwahrscheinlichkeit 223.
Regnault, Kondensationshygrometer 110.
Reimann, Gewitterhöhe 241.
Reynholds, Hagelbildung 234.
Richard's Registrierapparate 15.
Richard's registrierendes Thermometer (Psychrometer) 16.
— registrierendes Aktinometer 17.
— „ Barometer 83.
— „ Seethermometer 64.
Ritter, Höhe der Atmosphäre 12.
Rykatschef, Ballonfahrten 52.
— tägliche Periode des Luftdruckes 90.

S.

Samum 167.
Sättigungsdefizit 111.
Sauerstoff in der Atmosphäre 6.
Seethermometer, registrierendes, nach Richard 64.
Seewarte, Material und System, Wettertelegraphie 363.
— Bearbeitung und Verwertung des Materials 366.
Schiaparelli, Höhe der Atmosphäre 12.
Schmidt, G. G., Höhe der Atmosphäre 11.
Schneefall, Aequatorialgrenze 205.
Schneegrenze 202.
Scirocco 167.
Signalstellen der Seewarte 375.
Sonnenscheinautograph 188.
Spitaler, mittlere Temperatur der Breitenkreise 61.
— mittlere Temperatur der ganzen Erde 62.
Sprung, Buys-Ballot's Gesetz 127.
— tägliche Periode der Windstärke und Bewölkung 137.
— tägliche Periode der Windrichtung 139.
Stelling, Verdunstung in Russland 107.
Stevenson, Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe 153.
Stickstoff in der Atmosphäre 6.
Sturmwarnungen, Prüfung derselben 379.
Sturmwarnungssignale an der deutschen Küste 374.
— in England 374.
— in den Vereinigten Staaten 374.
Sturmwarnungswesen 373.
Stürme 343.
— Fortpflanzung 345.
— Häufigkeit und Verteilung 345.
— tropische 347.
— westindische 348.
— der Bai von Bengalen 352.
— des Chinasees 353.
— auf dem Golfstrome und dem mexikanischen Golf 354.
— am Kap der guten Hoffnung 355.

Digitized by Google

T.

Tau 170.
Taupunkt 104.
Taifune 353.
Teisserenc de Bort, Bewölkungsgrösse 183. 185.
— Wintertypen 319.
Temperatur, Zunahme nach dem Erdinnern 17.
— der Luft 23.
— tägliche Periode 25.
— Bestimmung des wahren Tagesmittels 31.
— Stundenkombinationen 31.
— jährliche Periode 36.
— nicht periodische Aenderungen 39.
— Veränderung von einem Tage zum andern 40.
— Grösse der Schwankungen 44.
— säkuläre Aenderung 49.
— Abnahme mit der Höhe 50.
— an der Grenze der Atmosphäre 52.
— anomale vertikale Verteilung 55.
— geographische Verteilung (siehe auch Isothermenkarte für Januar und Juli, Tafel I) 57. 70.
— mittlere der Breitenkreise 61.
— mittlere der ganzen Erde 62.
— des Meeres (siehe auch Meeresisothermen für Februar und August, Tafel II) 63.
— des feuchten Thermometers zur Bestimmung des Nachtfrostes 173.
— Thermometer, Aufstellung 24.
— Schleuder- 24.
— verschiedene Arten 13.
— Extremthermometer 14.
— registrierendes Thermometer 15.
— Aktinometer 16.
Töpfer, Regenverhältnisse Deutschlands 218.
Tornado 357.

U.

Ulloaring 264.

V.

Verdunstung 103.
Verdunstungsmesser 104.
Vettin, obere Luftströmungen 154.
Viñes, tropische Stürme 349.

W.

Wahlén, Veränderlichkeit der Temperatur in Russland 43.
Waldo, jährliche Periode der Windstärke 143.
Wärmestrahlung 12. 16.
Wasserdampf in der Atmosphäre 9. 103.
Wasserhosen 356.
Wasserstoffgehalt der Luft 9.
Wetter in Cyklonen und Anticyklonen 292.
Wetterdepeschen, Schema 363.
— Bearbeitung des Materials 365.
— Verwertung des Materials 366.
Wetterkarten der Seewarte 367.
Wetterleuchten 242.
Wetterprognosen, Anleitung für Aufstellung derselben 375.
— Prüfung derselben 383.
Wettersäulen 356.
Wettertelegraphie 359.
— Systeme 361.
Wettertypen 317.
Wiener, über Wärmestrahlung 18.
Wild'sche Hütte 24.
Wild, Eintrittszeiten der Temperaturextreme 38.
— säkuläre Aenderung der Temperatur 49.
— Temperaturabnahme mit der Höhe 53.
— Meeresströmungen und Meeresisothermen 65.
— Amplitude der Temperatur und relative Feuchtigkeit 113.
— Sättigungsdefizit 114.
— jährliche Periode der Luftfeuchtigkeit 114.
— Windstärkemesser 120. 123.
— Aufstellung der Regenmesser 193.
— Regenverhältnisse Russlands 221.
— Veränderlichkeit der Niederschläge 226. 229.
Wind 119.
— Messinstrumente 120.
— und Luftdruck 125.
— Land- und Seewind 140.
— Tag- und Nachtwind 141.
— in oberen Luftschichten 152.
— Fallwinde 163.
— lokale 167.
Winddruck 122.
Windhosen 356.
Windrichtung, tägliche Periode 138.
— jährliche Periode 147.
Windrosen 270.
Windstärke, tägliche Periode 133.
— jährliche Periode 143.
Windstärkemesser nach Wild 120. 123.
Windstärkeskala nach Beaufort, Sprung, Köppen und Chatterton 125.
Winkelmann, räumliche gleichzeitige Verteilung der Niederschläge 229.
Wintertypen 317.
Witterungskunde, ausübende 3. 4.

Digitized by Google

Woeikof, Meerestemperatur 22.
— tägliche Periode der Temperatur 28.
— Veränderlichkeit der Temperatur 44.
— Temperatur an der Grenze der Atmosphäre 52.
— tägliche Periode des Luftdruckes 89.
— Amplitude der Temperatur und der relativen Feuchtigkeit 113.
— Bewölkung in Russland 187.
— Gletscherenden 205.
— Regenmenge und Abflussmenge der Erde 210.
Woeikof, barometrische Maxima 279.
Wolken, Bildung und Einteilung 177.
— Höhe 181.
— Bewölkungsgrösse 182.
— „ Periode 184.
Wüstenwinde 167.

Z.

Zugstrassen der Minima 308.
— Charakteristik derselben 324.

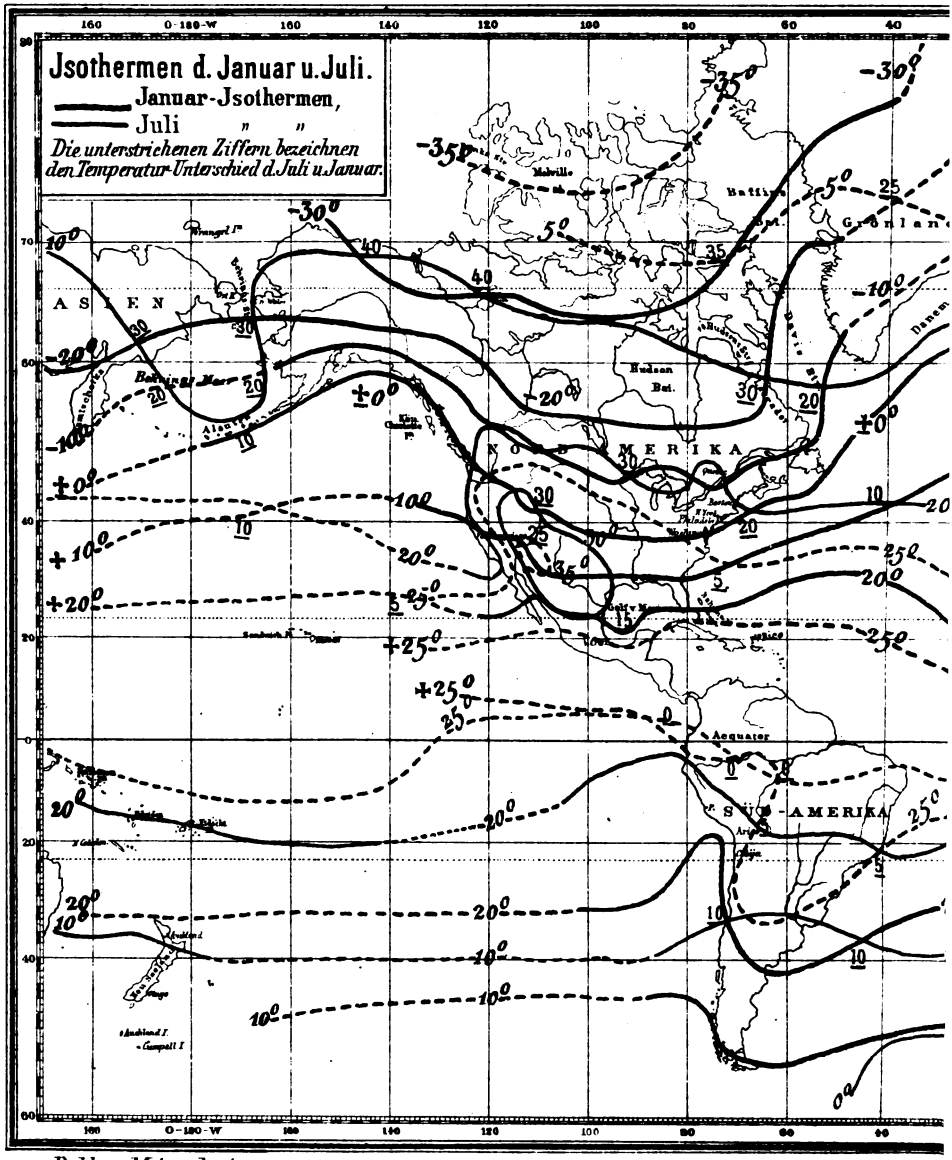
Digitized by Google

Berichtigungen.

Seite 9, Zeile 6 von oben ist „nicht“ zu streichen.
„ 9 „ 10 von oben ist zu lesen „arsenig“.
„ 41 im Kolumnentitel ist zu lesen „Interdiurne“.
„ 64 ist die Ueberschrift zu streichen.
„ 196 Ueberschrift soll lauten: Tägliche und jährliche Periode der Niederschläge. Einfluss der Gebirge.
„ 234 Zeilen 9 und 23 von oben ist zu lesen „Reynholds“.

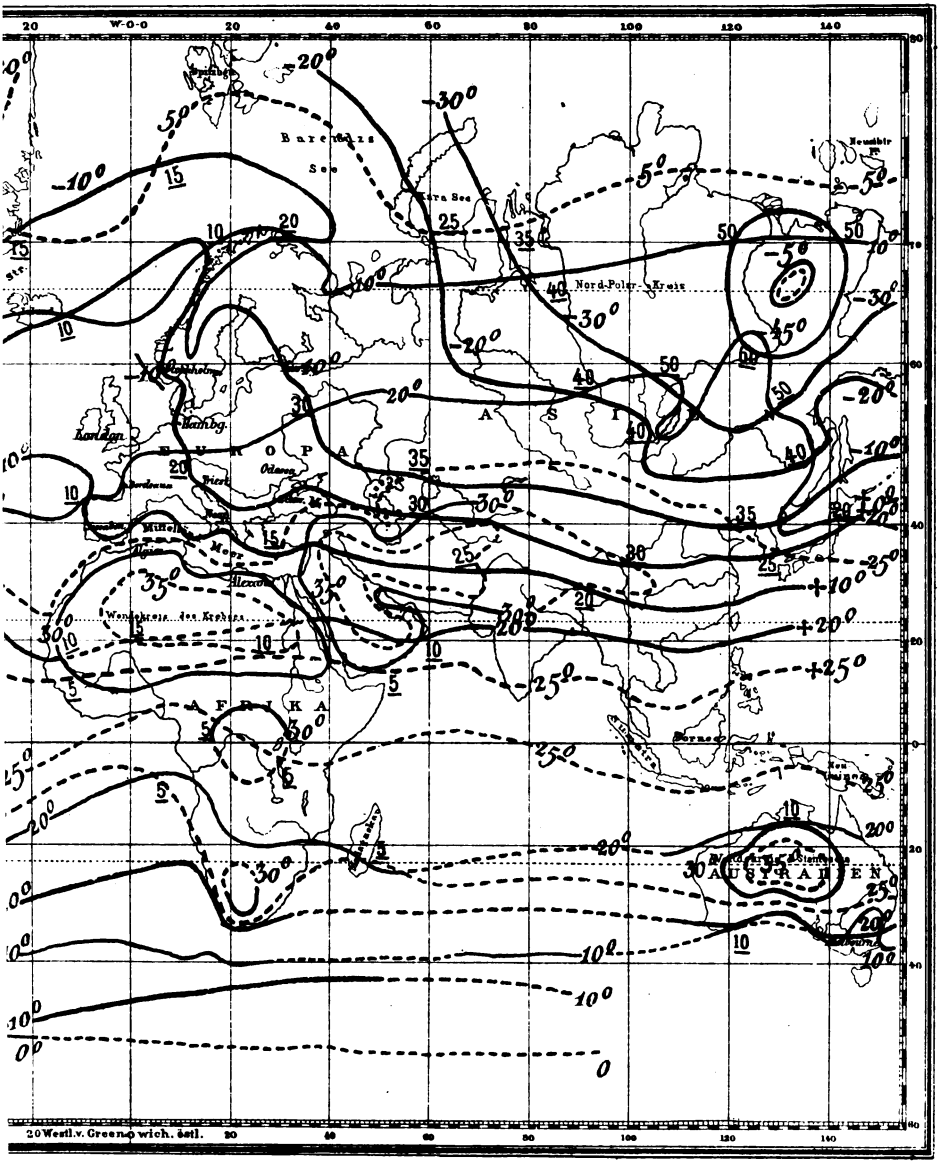
Digitized by Google

Digitized by Google



van Bebber, Meteorologie.

Digitized by Google

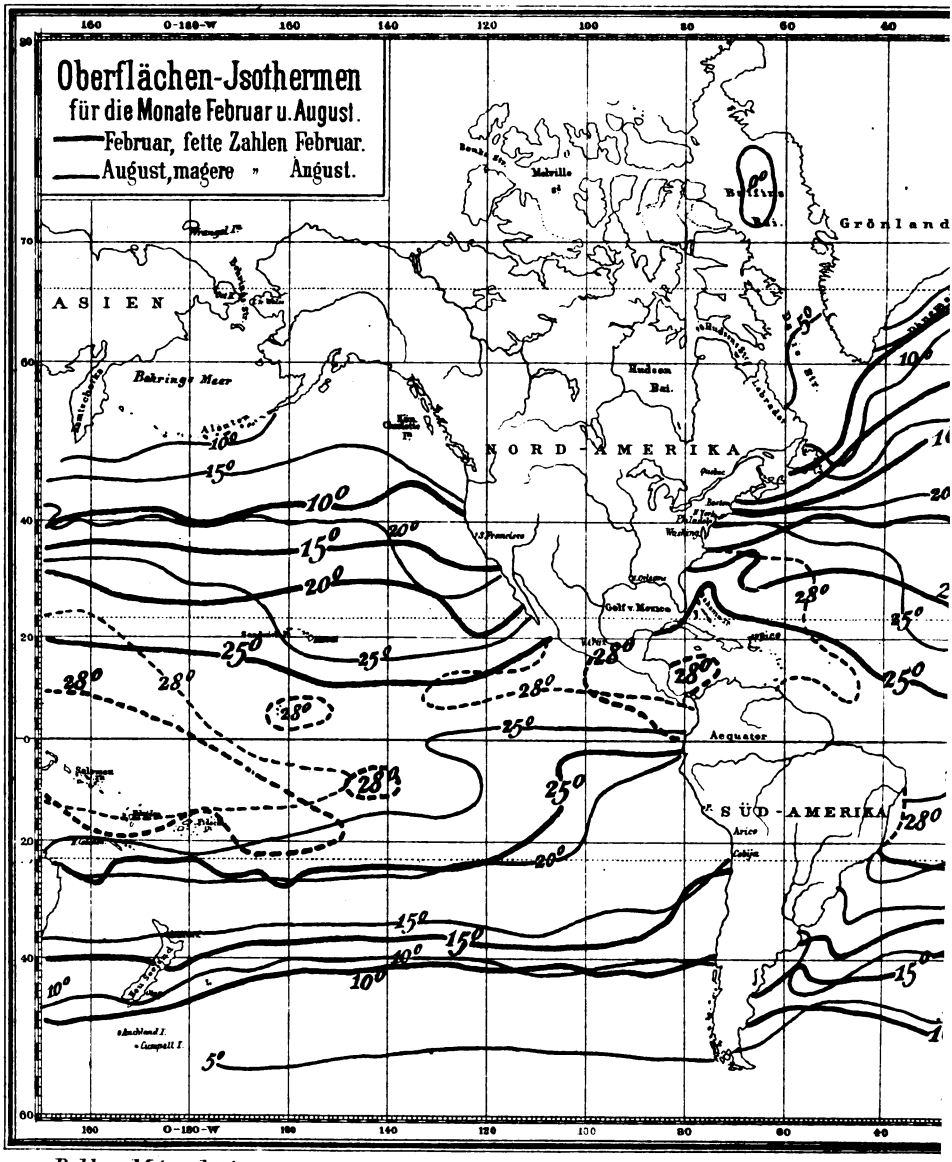


Lith. Anst. v. Ebenhusen & Eckstein, Stuttgart.

Digitized by Google

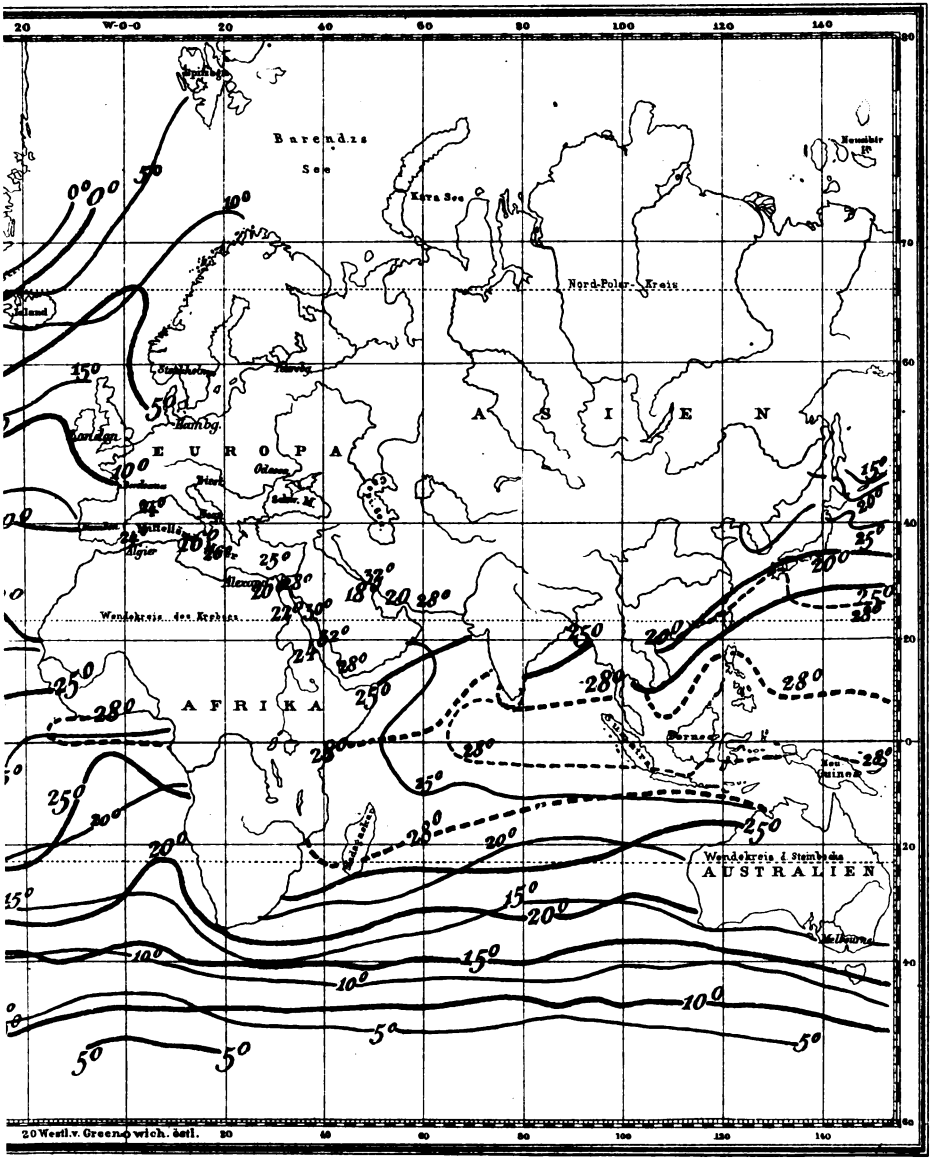
Digitized by Google

Digitized by Google



van Bebber, Meteorologie.

Digitized by Google

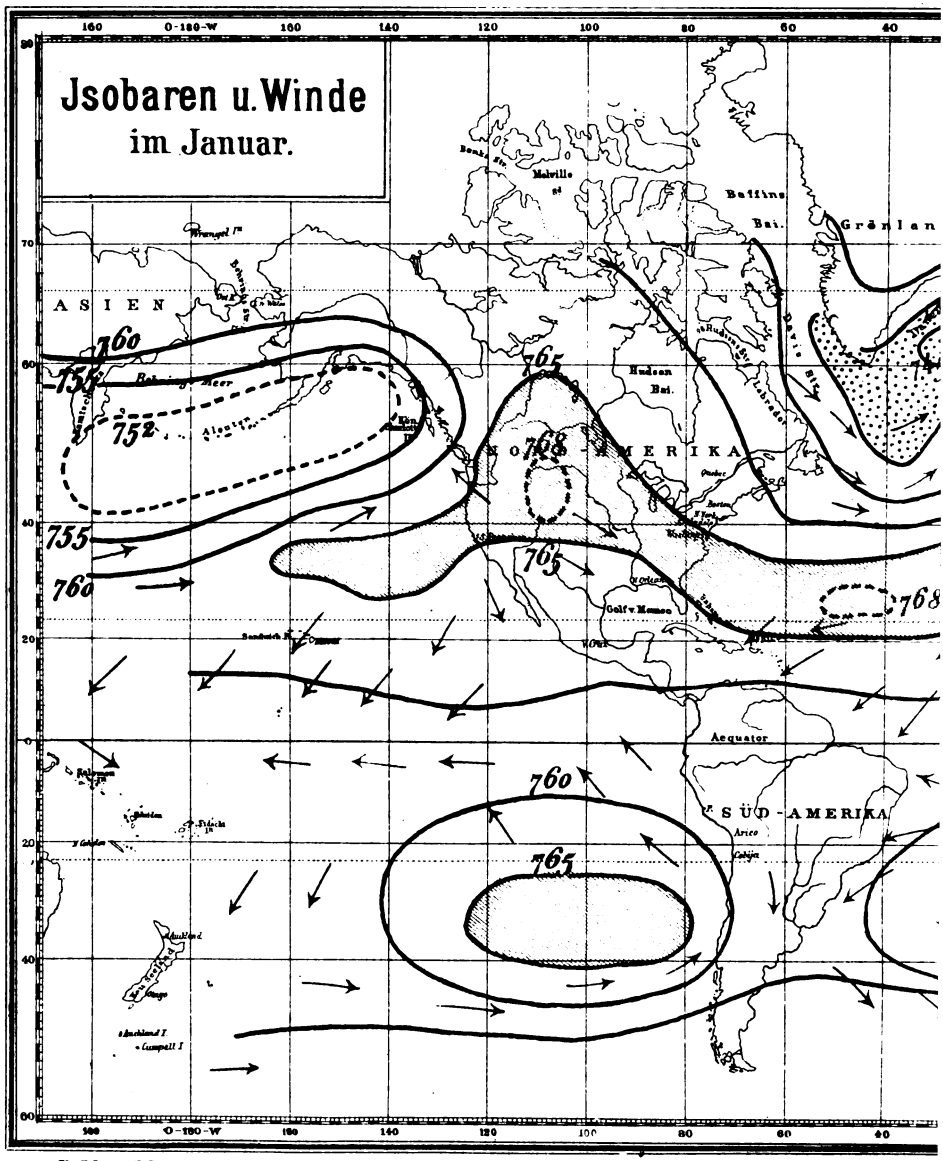


Lith. Anst. v. Ebenhusen & Eckstein, Stuttgart.

Digitized by Google

Digitized by Google

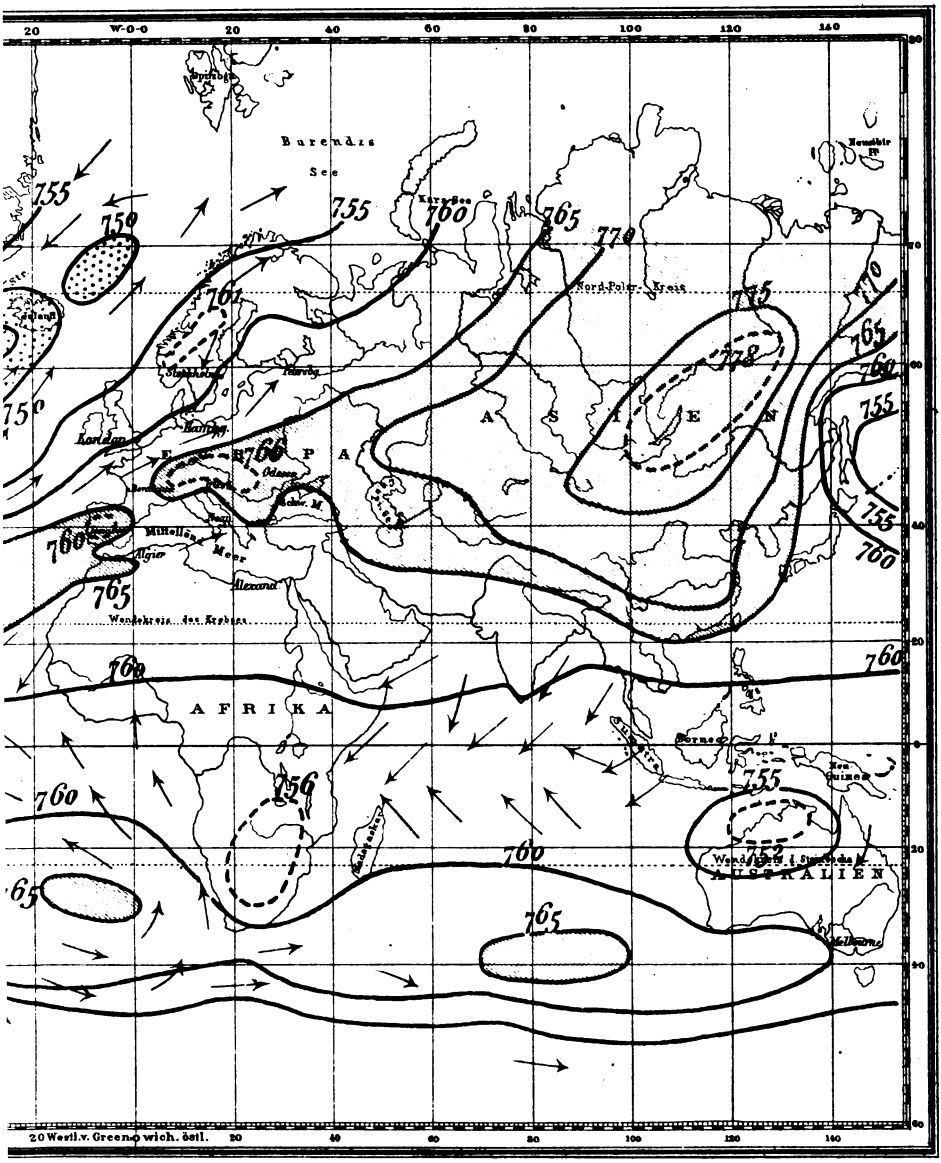
Digitized by Google



van Bebber, Meteorologie.

Digitized by Google

Tafel III.

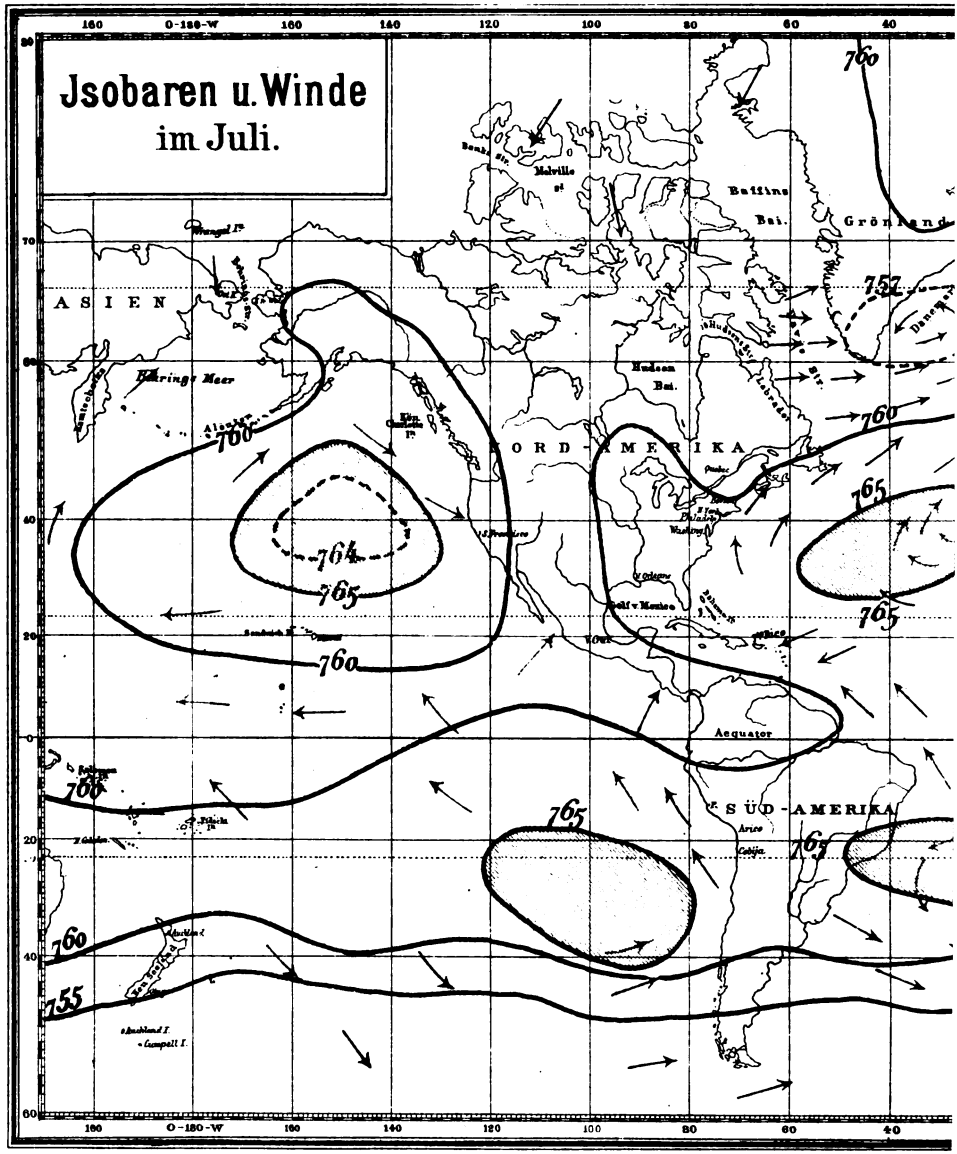


Lith. Anst. v. Ebenhausen & Eckstein, Stuttgart.

Digitized by Google

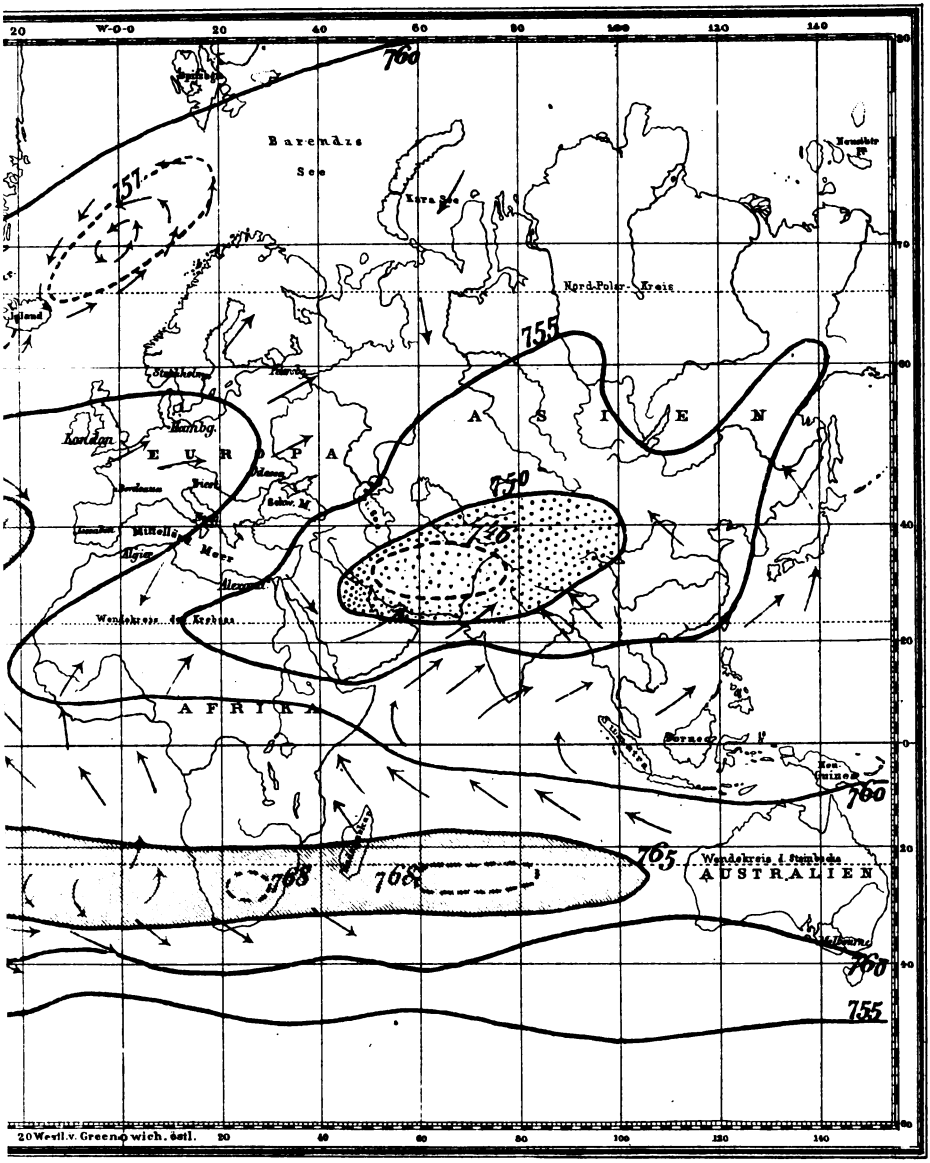
Digitized by Google

Digitized by Google



van Bebber, Meteorologie.

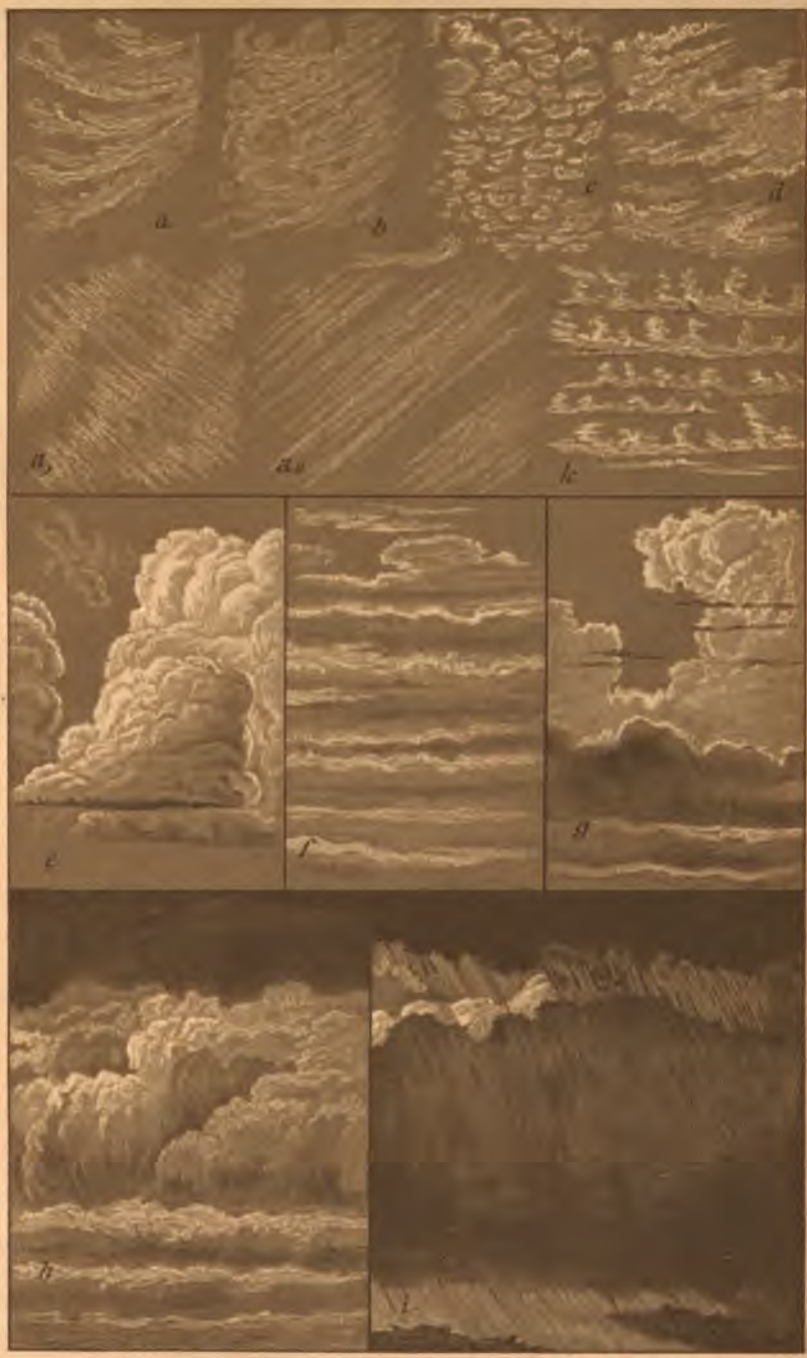
Digitized by Google



Lith. Anst. v. Ebenhusen & Eckstein, Stuttgart.

Digitized by Google

Digitized by Google

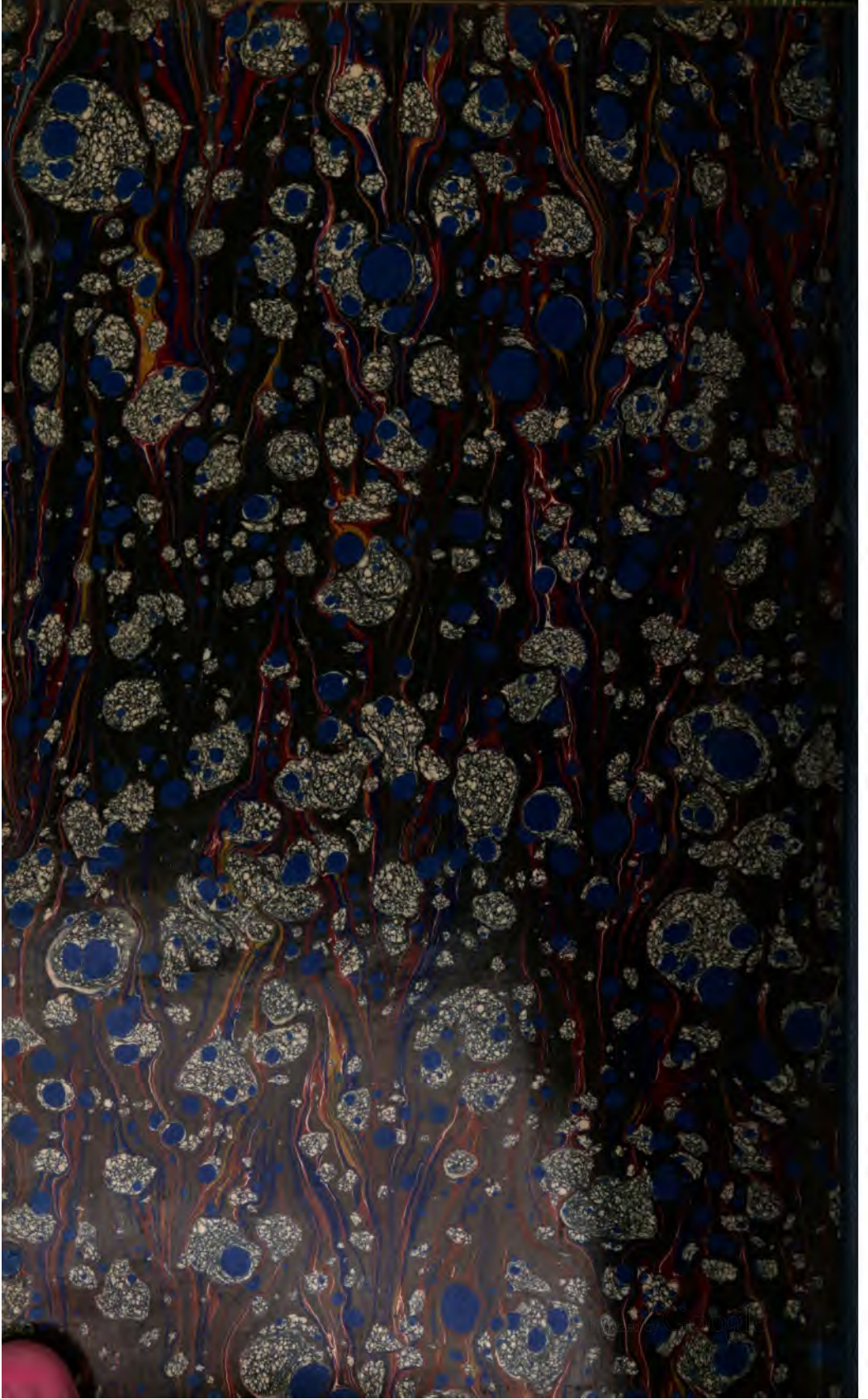
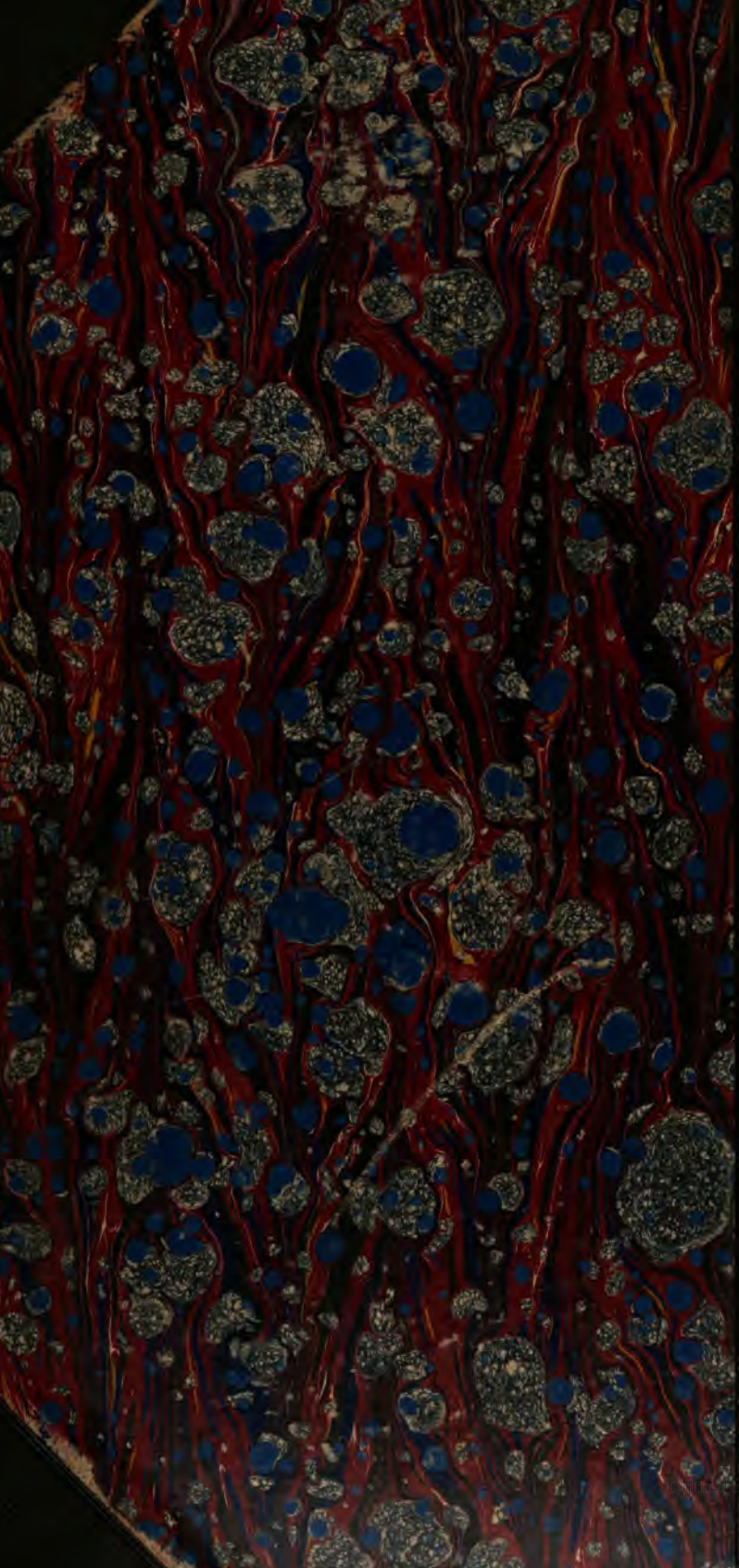


a a₁ u. b cirrus, a_n cirrus-Fäden, *c* cirro-cumulus, *d* cirro-stratus, *e* cumulus, *f* stratus, *g* cumulo-stratus, *h* strato-cumulus, unten Wulstcumulus, *i* Nimbus, *k* Gewitterwolke nach Cl Ley.

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google